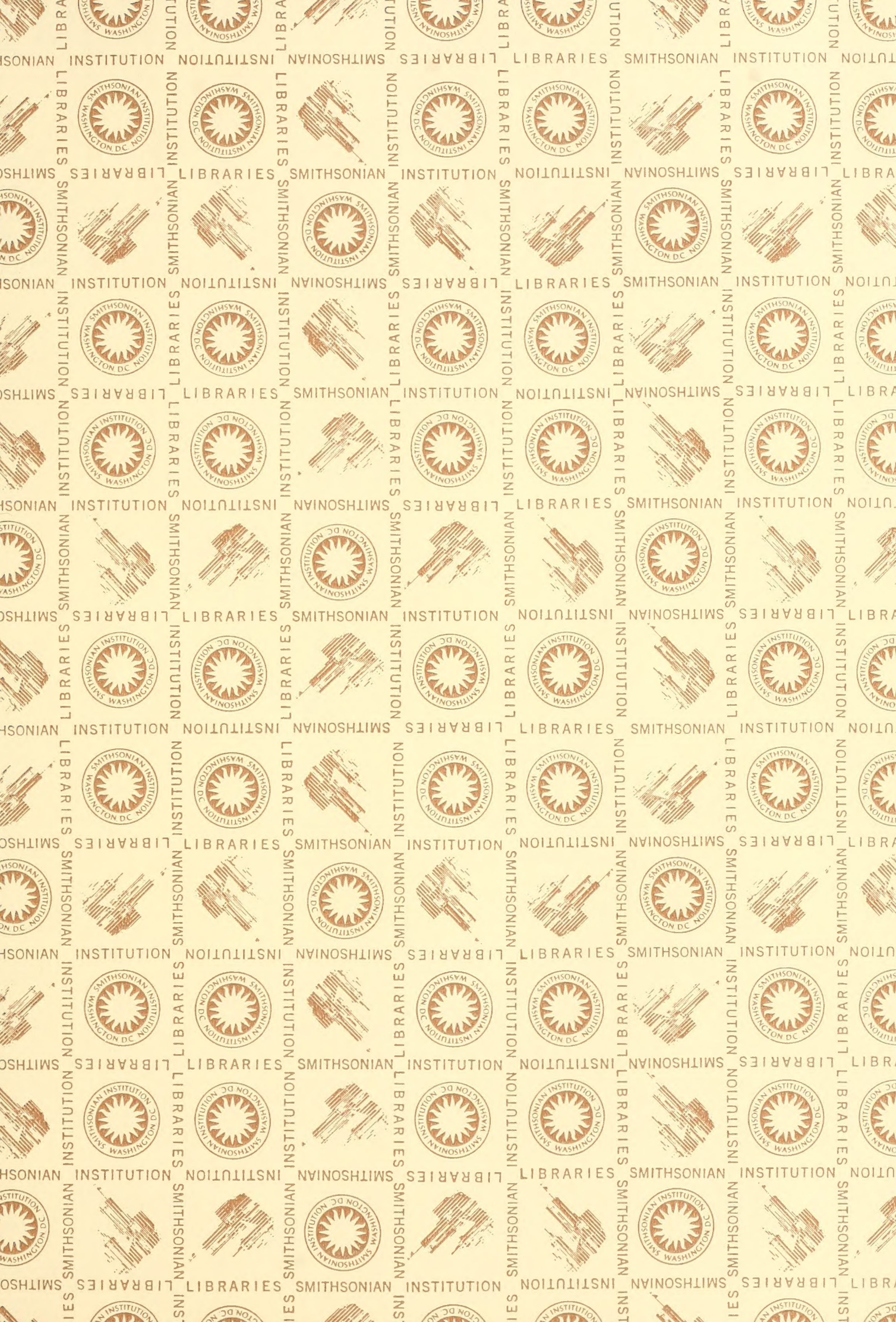
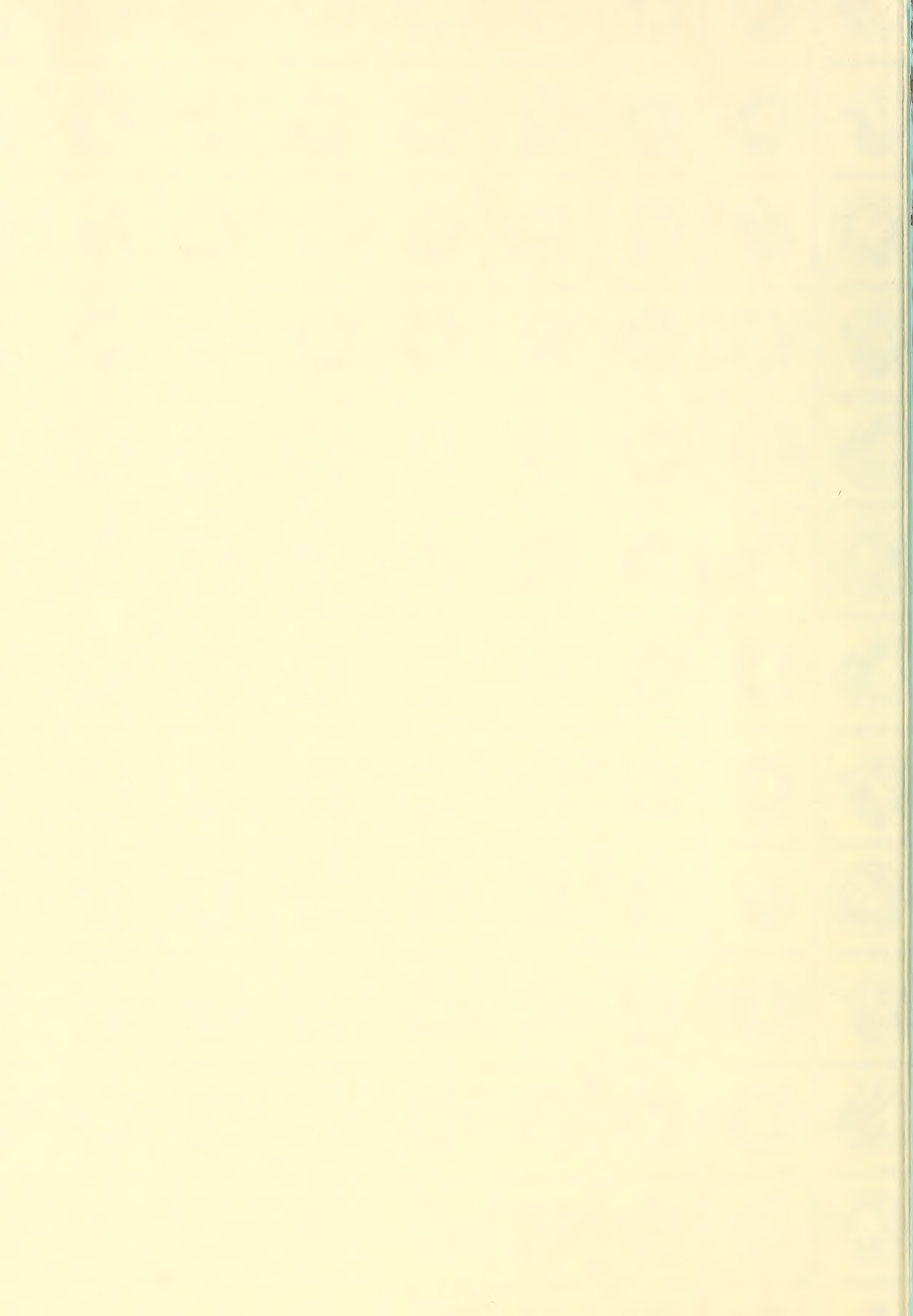








Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie

Begründet von Prof. Dr. Richard Dehm

7

HEINZ MALZ

Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts, NW-Pazifik

ANDRÉ LOMMERZHEIM

Paläozäne Serpulidae und Spirorbidae (Polychaeta) von den Emperor Seamounts, NW-Pazifik



MÜNCHEN 1981

Zitteliana	7	54 Seiten	7 Tafeln	München, 1. Dezember 1981	ISSN 0373-9627

Gedruckt mit Unterstützung der
Deutschen Forschungsgemeinschaft

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München

Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

ISSN 0373-9627

Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

Begründet von Prof Dr. Richard Dehm

7

HEINZ MALZ

Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts, NW-Pazifik

ANDRÉ LOMMERZHEIM

Paläozäne Serpulidae und Spirorbidae (Polychaeta) von den Emperor Seamounts, NW-Pazifik

MÜNCHEN 1981

Zitteliana	7	54 Seiten	7 Tafeln	München, 1. Dezember 1981	ISSN 0373-9627

Gesamtherstellung: Druck- und Verlagsanstalt Gebr. Geiselberger, Altötting

Zitteliana	7	3–29	München, 1. Dezember 1981	ISSN 0373-9627

Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts, NW-Pazifik

von

HEINZ MALZ*

mit 5 Abbildungen, 3 Tabellen, 7 Tafeln
und einem Vorwort von Herbert Hagn

VORWORT

Die mikropaläontologischen Ergebnisse einiger Tiefsee-Bohrungen auf den Emperor Seamounts, NW-Pazifik, sind bereits in einer kurzen Übersicht zusammengefaßt (HAGN & BUTT & MALZ 1980). Zum Zeitpunkt dieser Zusammenfassung konnte jedoch bei weitem nicht alles Material ausgewertet werden, das erst durch eine spätere Nachlese vervollständigt wurde, um dann für weitere Detailuntersuchungen verfügbar zu sein. Diese Untersuchungen bieten sich vor allem deshalb an, weil das einzigartige und einmalige Probenmaterial paläontologisches Neuland für den pazifischen Raum darstellt und erschließen hilft. Mit der Bearbeitung der paläozänen Ostracoden und Serpuliden aus diesem Gebiet wird dazu ein erster Schritt unternommen. Weitere Schritte sollen folgen mit der Bearbeitung auch anderer Gruppen von Mikrofossilien, so vor allen Dingen den Bryozoen und den Foraminiferen (beide noch in Vorbereitung).

Das Probenmaterial verdanken wir ,,Deep Sea Drilling Project''; es wurde von Dr. A. Butt (Tübingen) während der Bohrarbeiten zu ,,Leg 55'' gut horizontiert entnommen und uns zur weiteren Bearbeitung überlassen. Hierfür sagen wir auch an dieser Stelle unseren besten Dank. – Die technischen Vorarbeiten (Aufbereitung der Proben und Auslesen der Mikrofaunen) wurden ausgeführt im Institut für Paläontologie und historische Geologie in München dank finanzieller Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Hierfür, ebenso wie für die Gewährung eines Druckkostenzuschusses seitens der DFG, sagen wir ebenfalls unseren besten Dank. – Die raster-elektronenmikroskopischen Aufnahmen wurden freundlicherweise von Herrn J. Tochtenhagen (Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Frankfurt am Main) mit einem Cambridge-Gerät der VW-Stiftung erstellt und von Frl. D. Klein kopiert. Die Zeichnungen wurden dankenswerterweise von Herrn H. Frey (Oberhöchstadt) ausgeführt.

HERBERT HAGN,
München, im November 1980

KURZFASSUNG

Paläozäne Ostracoden sind für das Gebiet der Emperor Seamounts im NW-Pazifik paläontologisches Neuland. Aus Tiefsee-Bohrungen auf dem Suiko- und Ōjin-Seamount, DSDP Leg 55, werden 13 neue Arten und zwei neue Unterarten beschrieben. Die neue Gattung *Keijcyoidea* wird aufgestellt für cytherellide Arten mit deutlicher Schloßstruktur.

Die stratigraphische Einstufung der Ostracoden in das Mittel-Paläozän vom Suiko-Seamount sowie in das Ober-Paläozän vom Ōjin-Seamount erfolgt mit Hilfe planktonischer Foraminiferen. Sechs Ostracoden-Arten und eine -Unterart sind ausschließlich im Suiko-Profil, zwei Arten und eine Unterart nur in den Proben vom Ōjin-Seamount feststellbar; drei Arten kommen in beiden Profilen vor; zwei weitere Arten sind zwar im Suiko-Profil, aber nur als cf.-Bestimmung in den Ōjin-Proben nachweisbar.

* Dr. Heinz MALZ, Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25, D-6000 Frankfurt 1.

In ihrer paläoökologischen Aussage weisen die Ostracoden in ihrer Vergesellschaftung mit den anderen Faunenelementen auf einen bewegten Flachwasser-Biotop im Bereich von Bryozoen-Rotalgen-Riffen, sei es an deren seewärtigen Atoll- oder Lagunen-Hängen. Für die geologische Geschichte der Emperor Seamounts ergibt sich daraus ein weiterer Hinweis auf ihre Entstehung als Vulkaninseln im ältesten Tertiär, auf deren teilweise Abtragung bis auf Meeresspiegel-Niveau und Atoll-Bildung, auf ihr allmählich nach N fortschreitendes Abtauchen sowie ihre Bedeckung mit jeweils jüngeren Sedimenten nach S. Diesen kleinen Schritten folgt der Abstieg in die Tiefsee seit dem Eozän. Große Sedimentationslücken vom Eozän bis einschließlich Pleistozän sprechen für eine zunehmende Verlagerung in die heutige Tiefsee-Region.

ABSTRACT

Paleocene ostracodes prove new paleontological territory for the Emperor Seamount chain in the northwestern Pacific Ocean. Thirteen new species and two new subspecies are recorded from drill-holes at Suiko- and Ōjin-Seamounts, DSDP Leg 55. The new genus *Keijcyoidea* is established to comprise cytherellid species with a hinge structure.

The stratigraphic classification of the ostracodes to the Middle Paleocene at Suiko-Seamount and to the Upper Paleocene at Ōjin-Seamount can be done by means of planktonic foraminifera. Six of the new ostracode species and one subspecies occur at Suiko, two species and one subspecies occur at Ōjin-Seamount exclusively; five species are met with in both places, two of which are recorded but cf.-determinations from Ōjin.

By their paleoecological accounts the ostracodes as well as the remains of other associated faunal elements point towards a high-energy environment in shallow-water realms, such as the seaward slope of atolls or lagoons. Thus, as to the geological history of the Emperor Seamounts, further evidence is submitted to their development as volcanic islands in the earliest Tertiary. Subsequent erosion, partly to sea-level, and growing of atolls around submerged guyots, as well as gradual diving progressively to the North which keeps in step with the sedimentation of younger formations progressively to the South, are but minute steps to the descent into the deep-sea. Big gaps in the sedimentation of Eocene throughout Pleistocene deposits are indicative for increasing deep-sea environment then.

Inhaltsverzeichnis

EINLEITUNG

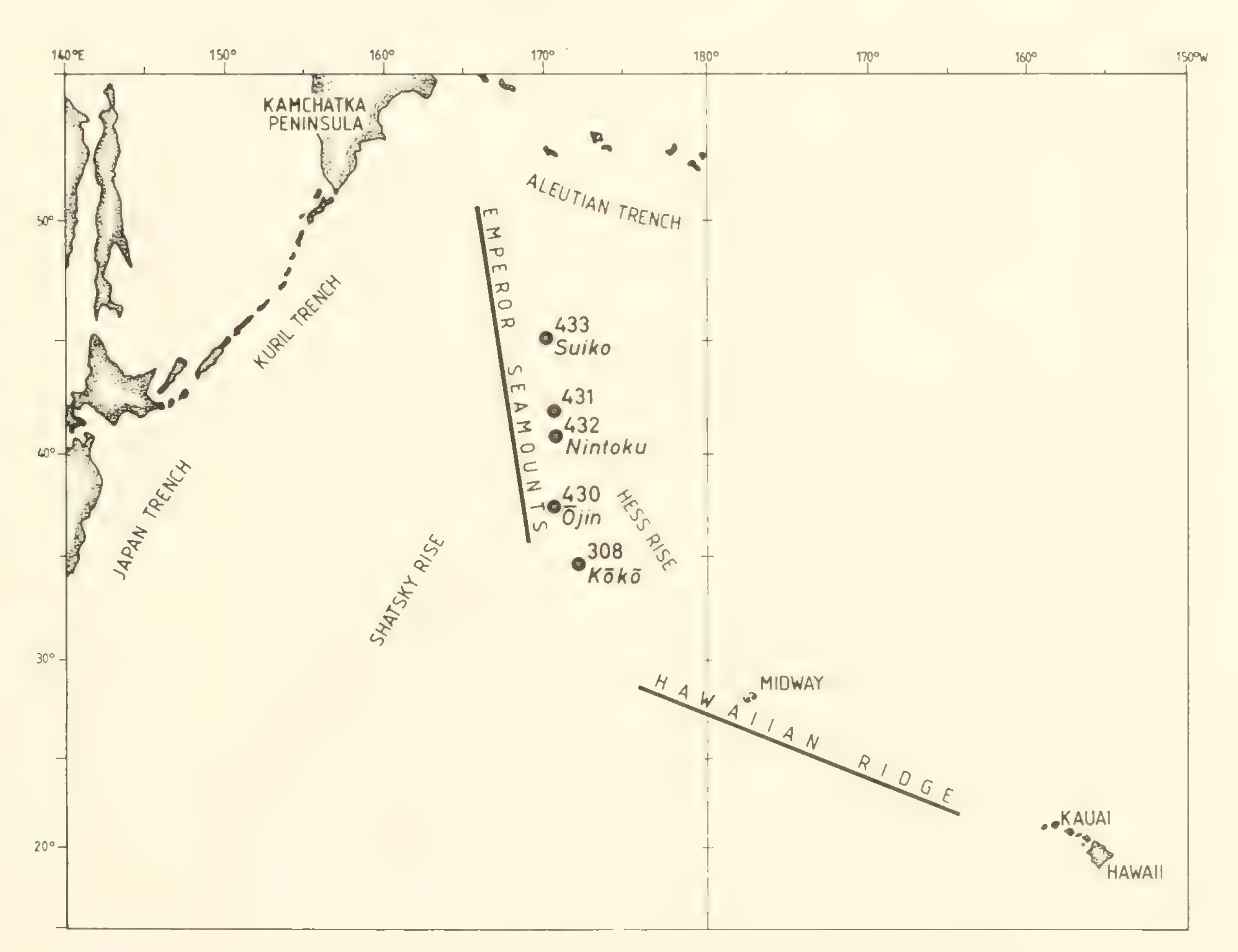


Abb. 1: Lage der Bohrpunkte von DSDP Leg 55 auf den Emperor Seamounts im NW-Pazifik.

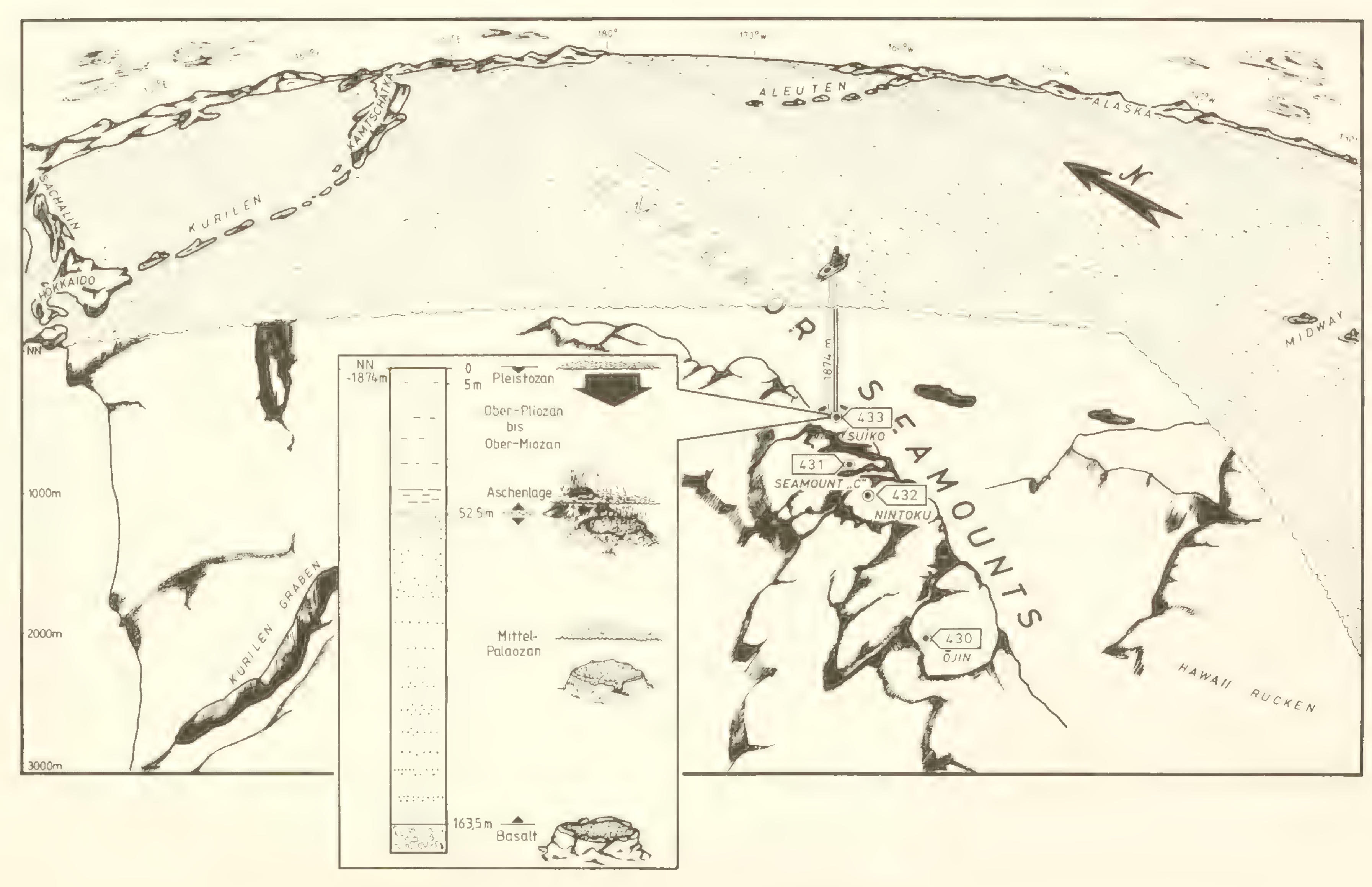


Abb. 2: Vogelperspektivischer Blick auf die Emperor Seamounts und das erbohrte Suiko-Profil, hole 433A (DSDP Leg 55).

Die von Glomar Challenger im August 1977 im Rahmen des „Deep Sea Drilling Project, Leg 55" ausgeführten Tiefsee-Bohrungen auf den Emperor Seamounts (Abb. 1,2) erbrachten eine reichhaltige Mikrofauna und -flora aus dem Mittel- und Ober-Paläozän. Diese paläogenen Ablagerungen aus dem NW-Pazifik verdienen aus dreierlei Gründen besondere Aufmerksamkeit, weil (1) ihre stratigraphische Einstufung zur Altersdatierung der darunter erbohrten Basalte beiträgt, (2) der ökologische Befund an den Fossilien für die fazielle Beurteilung aussagekräftig ist und (3) sich aus dem paläontologischen Gesamtbild gute Hinweise für die geologische Geschichte der Emperor Seamounts ergeben.

Dazu wurden bereits in einer kurzen Übersicht die ersten paläontologischen Ergebnisse zusammengefaßt (Hagn & Butt & Malz 1980). Für stratigraphische Aussagen konnten dabei die Ostracoden nicht herangezogen werden, weil entsprechende vergleichbare Arten aus gleichaltrigen Ablagerungen im pazifischen Raum bisher nicht bekannt sind. Mit den gleichzeitig in denselben Proben enthaltenen planktonischen Foraminiferen als Eichmaß für die stratigraphische Einstufung lassen sich jedoch nunmehr auch die Ostracoden darauf beziehen. Nachdem inzwischen genügend Material davon vorliegt, wird mit der taxonomischen Bearbeitung der Ostracoden auch für künftige Bestimmungen in anderen Profilen ein erster Anhaltspunkt geschaffen.

AUSWERTUNG DER PROFILE

(Abb. 3, Tab. 1, 2)

Die für die mikropaläontologische Auswertung entnommenen Bohrproben wurden ausgelesen im mikropaläontologischen Labor der Bayrischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München. Um möglichst schnell erste Daten verfügbar zu haben (Hagn & Butt & Malz 1980), wurden dazu zunächst alle Proben nur „repräsentativ" ausgelesen. Für die detaillierte Bearbeitung der verschiedenen Gruppen von Mikrofossilien wurden dann in einem zweiten Durchgang alle Proben quantitativ ausgelesen, und die jeweilige Ausbeute wurde auf die einzelnen Bearbeiter verteilt.

In der folgenden Auswertung der Profile sind nur die Ostracoden erfaßt, die einen wesentlichen Bestandteil der Mikrofauna darstellen:

(1) Suiko-Seamount, hole 433A (52.5–163.5 m unter Meeresboden, bei einer Wassertiefe von 1874 m); 66 Proben.

Hangendes (erbohrt bis 52.5 m unter Meeresboden):

Unter-Miozän

Mittel-Paläozän

Kern 7 (= 52.5–62 m unter Meeresboden): Die 9.5 m lange Kernstrecke erbrachte gut 90% Kerngewinn. Das Gestein besteht einheitlich aus blaßgelben, kalkigen Riffsanden. – Es wurden 13 Proben entnommen (oben: Pr. 23; unten: Pr. 35). Die jeweils 2–3 cm dicken Gesteinsproben enthalten insgesamt 267 Ostracoden, mithin 20 Ostracoden pro Probe. Darunter sind die Bairdien mit gut 82% am häufigsten vertreten. Mit knapp 15% ist *Limburgina eopacifica* n. sp. zwar allgemein nachweisbar, aber dennoch vergleichsweise recht selten. Fünf andere hemicytherine Arten kommen sporadisch vor und sind nur in Einzelstücken belegt. – Beleg: 13 Faunenzellen (BSP: Pr. 23–Pr. 35) sowie zwei nicht abgebildete Paratypoide (BSP 553, 580); drei Paratypoide (Taf. 5 Fig. 55, 58, 63) in SMF.

Kern 8 (= 62–71.5 m unter Meeresboden): Die zu 100% gesteinsmäßig belegte Kernstrecke setzt die einheitliche Folge kalkiger Riffsande nach unten fort. – Es wurden 14 Proben entnommen (oben: Pr. 36; unten: Pr. 49), die insgesamt 253 Ostracoden enthalten. Der Anteil an Ostracoden pro Probe (18:1) ist damit nur geringfügig kleiner als in der darüberliegenden Kernstrecke. In der artlichen Zusammensetzung der Fauna überwiegen wiederum die Bairdien mit 81%; *Limburgina eopacifica* n. sp. ist mit etwa 16% vertreten. Die sporadischen Einzelvorkommen von zwei anderen Arten (siehe Tab. 1) sind nicht repräsentativ. – Beleg: 14 Faunenzellen (BSP: Pr. 36–Pr. 49); zwei abgebildete Stücke (Taf. 1 Fig. 3; Taf. 4 Fig. 47) in SMF.

Kern 9 (= 71.5–75.5 m unter Meeresboden): In dem nahezu vollständigen Kerngewinn setzen sich die kalkigen Riffsande weiterhin nach unten fort. – Aus 9 Proben (oben: Pr. 50; unten: Pr. 58) konnten nur 152 Ostracoden belegt werden, von denen mehr als 90% durch Bairdien vertreten sind. Die geringe Anzahl von Ostracoden pro Probe (17:1) entspricht zwar etwa dem Verhältnis von Kern 8, aber die Nicht-Bairdien sind nur in lagenweisen Einzelvorkommen nachweisbar und somit für biostratigraphische Aussagen wenig repräsentativ (siehe Tab. 1). – Beleg: 9 Faunenzellen (BSP: Pr. 50–Pr. 58); ein Paratypoid, ein Holotypus (Taf. 1 Fig. 9; Taf. 2 Fig. 16) in SMF.

Kern 10 (= 75.5–81 m unter Meeresboden): In der durch 100%igen Kerngewinn belegten Kernstrecke wurden im oberen Kernmeter weiterhin kalkige Riffsande erbohrt. Darunter folgen Lagen mit sandigem Kalkschlamm und stellenweise Kalkalgen-Konkretionen. – Die Ostracoden-Fauna ist sehr individuenreich. Aus 18 Proben (oben: Pr. 59; unten: Pr. 76) wurden 1201 Ostracoden isoliert, die mithin eine durchschnittliche Anzahl von 66 Ostracoden pro Probe ergeben. An dieser dichten „Besiedlung" sind die Bairdien mit 79% am häufigsten beteiligt, *Limburgina eopacifica* n. sp. mit 14%, und in die restlichen 7% teilen sich sieben weitere Arten (siehe Abb. 3 und Tab. 1). Gerade diese im allgemeinen sehr seltenen Arten können damit erstmals sowohl in derselben Probe als auch in unmittelbar benachbarten Proben in einer größeren Anzahl von Stücken miteinander verglichen und auch besser gegeneinander abgegrenzt werden. – Beleg: 22 Faunenzellen (BSP: Pr. 59–Pr. 76) sowie zahlreiche nicht abgebildete Paratypoide (BSP 535, 536, 541, 542, 554–557, 561–564, 570–572, 585–588, 591–597); 34 Zellen (darunter abgebildete Stücke und Paratypoide: Taf. 1 Fig. 2, 4, 6, 7; Taf. 3 Fig. 27, 29, 38–40; Taf. 4 Fig. 44, 46, 51; Taf. 5 Fig. 57, 62) in SMF.

Kern 12 (= 90.5–100 m unter Meeresboden): In den 38% Kerngewinn liegt eine lithologische Folge von weißlichen, kalkigen Riffsanden vor. – Die 5 Proben aus dieser Kernstrecke (oben: Pr. 77; unten: Pr. 81) enthalten nur eine sehr spärliche Ostraco-

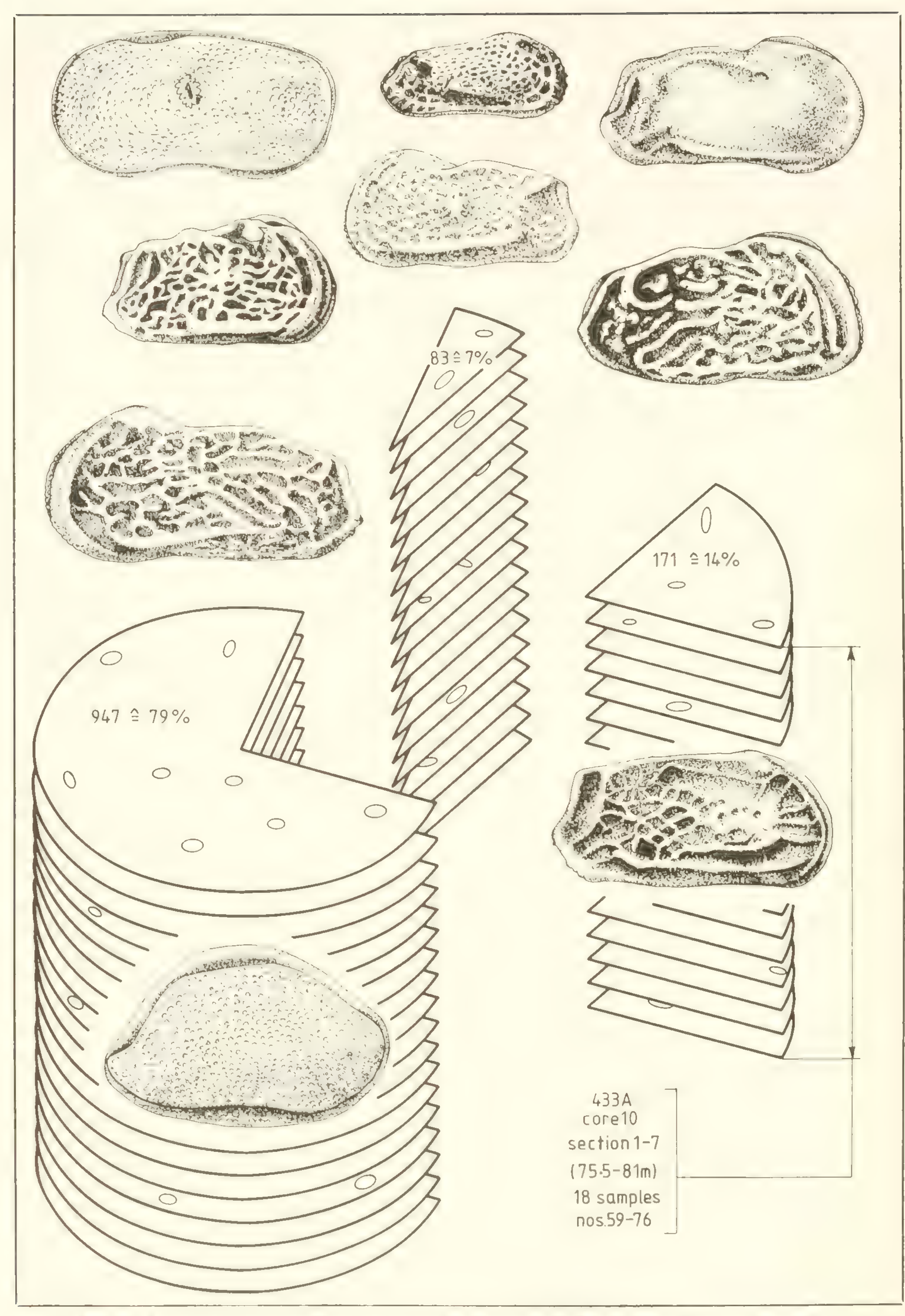
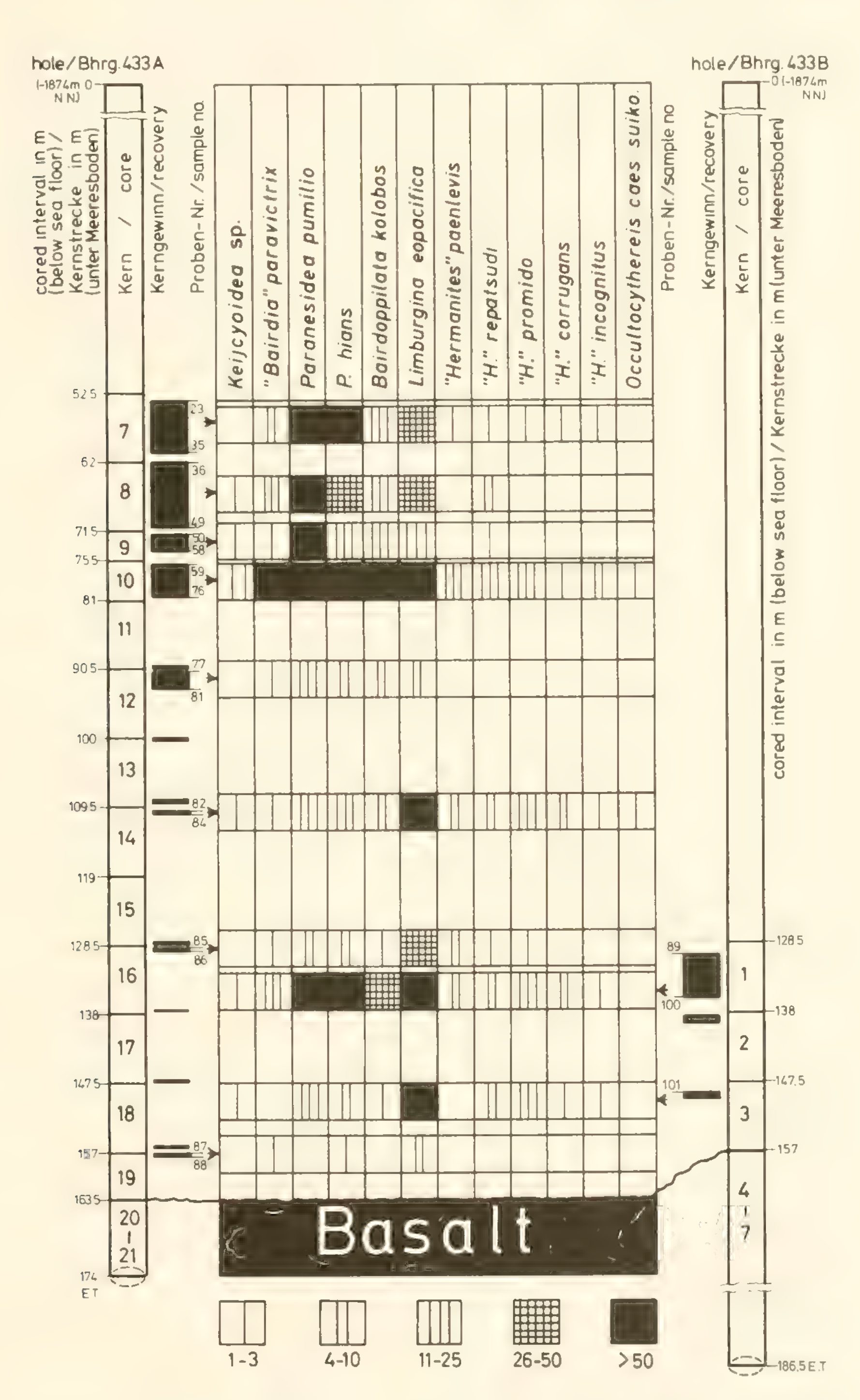


Abb. 3: Anzahl und prozentuale Zusammensetzung der Ostracoden in Kern 10, Suiko-Seamount, hole 433A.

den-Fauna. Unter den 67 Ostracoden befinden sich 59 Bairdien und 8 *Limburgina eopacifica* n. sp. – Beleg: 5 Faunenzellen (BSP: Pr. 77–Pr. 81).

Kern 14 (= 109.5–119 m unter Meeresboden): In dem geringen Kerngewinn von 4% sind hellgraue, kalkige Riffsande belegt. – Die 3 Proben (oben: Pr. 82; unten: Pr. 84) aus dem kurzen Kernstück enthalten 212 Ostracoden, mithin eine recht repräsentative Fauna. Die Bairdien sind zwar weiterhin sehr häufig vertreten (siehe Tab. 2), vergleichsweise sind sie aber nur mit 46% an der Fauna beteiligt. Demgegenüber stellt *Limburgina eopacifica* n. sp. mit 37% die häufigste Art dar (denn unter „Bairdien" sind 4 Arten zusammengefaßt). Die restlichen 35 Ostracoden sind auf die auch schon aus den oberen Profilabschnitten bekannten Arten verteilt (siehe Tab. 1). – Beleg: 5 Faunenzellen



Tab. 1. Vorkommen und Häufigkeit der Ostracoden im Mittel-Paläozän des Suiko-Seamount (Emperor Seamount chain). – Linke Spalte: Bhrg. 433A. Rechte Spalte: Bhrg. 433B. Die Zusammenfassung mehrerer Proben aus einem Kern (z. B.: 433A; Kern 10: Pr. 59–76) ergibt zwar zwangsläufig eine größere Anzahl von Stücken in einer Querspalte, aber trotz dieser Summierung bleiben sehr seltene bis seltene Arten dennoch in ihrer geringen Häufigkeit (11–25) gut erkennbar.

Kern-Nr. core no.	Kernstrecke/ cored interval in m	Kerngew./ recovery in %	Anzahl der Proben number of samples (Pr.-Nr./ sample no.)	Anzahl der Ostracoden/ total of ostracodes	Bairdiidae (in %)	*Limburgina eopacifica* (in %)	Andere/ others (in %)
7	52.5– 62.0	92.6	13 (23–35)	267	219 (82.0)	39 (14.6)	9 (3.4)
8	62.0– 71.5	100.0	14 (36–49)	253	205 (81.0)	40 (15.8)	8 (3.2)
9	71.5– 75.5	100.0	9 (50–58)	152	138 (90.8)	11 (7.2)	3 (2.0)
10	75.5– 81.0	100.0	18 (59–76)	1201	947 (78.9)	171 (14.2)	83 (6.9)
11	81.0– 90.5	4.2	– –	–	– –	– –	– –
12	90.5–100.0	38.4	5 (77–81)	67	59 (88.0)	8 (12.0)	– –
13	100.0–109.5	4.3	– –	–	– –	– –	– –
14	109.5–119.0	4.3	3 (82–84)	212	98 (46.2)	79 (37.3)	35 (16.5)
15	119.0–128.5	2.0	– –	–	– –	– –	– –
16	128.5–138.0	9.0	2 (85–86)	131	84 (64.1)	38 (29.0)	9 (6.9)
17	138.0–147.5	2.0	– –	–	– –	– –	– –
18	147.5–157.0	2.0	– –	–	– –	– –	– –
19	157.0–163.5	6.8	2 (87–88)	24	20 (83.5)	4 (16.5)	– –

Tab. 2 Ausbeute an Ostracoden aus 66 Bohrproben (von jeweils 2–3 cm Dicke) in dem gekernten Bereich von 52.5–163.5 m. Zum überwiegenden Teil wird das Faunenbild von Bairdien geprägt; daneben ist nur noch *Limburgina eopacifica* n. sp. lagenweise recht häufig.

(BSP: Pr. 82–Pr. 84) sowie einige nicht abgebildete Paratypoide (BSP 552, 573, 581, 582, 589); 19 Zellen (darunter abgebildete Stücke, Paratypoide und 3 Holotypen: Taf. 1 Fig. 1; Taf. 2 Fig. 15; Taf. 3 Fig. 28; Taf. 4 Fig. 41–43, 48; Taf. 6 Fig. 67, 68, 70, 72) in SMF.

Kern 16 (= 128.5–138 m unter Meeresboden): Die durch knapp 10% Kerngewinn belegte Kernstrecke besteht aus grauen, kalkigen Riffsanden und -detritus. – In den 2 Proben (oben: Pr. 85; unten: Pr. 86) wurden 131 Ostracoden nachgewiesen, von denen *Limburgina eopacifica* n. sp. am häufigsten ist (29%). Andere Arten sind selten bis sehr selten (siehe Tab. 1). – Beleg: 2 Faunenzellen (BSP: Pr. 85–Pr. 86) sowie einige nicht abgebildete Paratypoide (BSP 558, 565, 598, 599); 5 Zellen (darunter 3 abgebildete Paratypoide: Taf. 6 Fig. 66, 69, 73) in SMF.

Kern 19 (= 157–163,5 m unter Meeresboden): Der Kerngewinn von knapp 7% belegt kalkige Riffsande und -detritus, der nach unten mit einem Kalkarenit abschließt. – Die 2 Proben (oben: Pr. 87; unten: Pr. 88) aus dem Riffsand enthalten nur sehr wenige Ostracoden: 20 Bairdien (z. T. nur Bruchstücke) und 4 *Limburgina eopacifica* n. sp. – Beleg: 2 Faunenzellen (BSP: Pr. 87–Pr. 88), einige nicht abgebildete Paratypoide (BSP 600, 601) sowie 1 Paratypoid (Taf. 6 Fig. 75) in SMF.

Mittel-Paläozän

Liegendes (erbohrt von 163,5–174 m unter Meeresboden): Basalt

(2) Suiko-Seamount, hole 433B (128.5–157 m unter Meeresboden, bei einer Wassertiefe von 1874 m); 13 Proben.

Hangendes (gespült bis 128.5 m unter Meeresboden): Mittel-Paläozän

Kern 1 (= 128,5–138 m unter Meeresboden): In der durch 73% Kerngewinn belegten Kernstrecke wurden hellgraue, kalkige Riffsande erbohrt. – Die 12 Proben (oben: Pr. 89; unten: Pr. 100) enthalten 736 Ostracoden, mithin eine reiche Fauna von mehr als 60 Ostracoden pro Probe. Mit etwa 70% sind die Bairdien (insgesamt) zwar am häufigsten an der Fauna beteiligt. Sie wurden aber als Artengruppe zusammengefaßt (weil viele Bruchstücke artlich nicht sicher zugeordnet werden können), so daß letztlich der %-Anteil jeder der 4 verschiedenen Bairdien unter dem für *Limburgina eopacifica* n. sp. liegt (= 24%). Sechs weitere Arten, die auch schon aus hole 433A bekannt sind (siehe Tab. 1), kommen nur sehr selten vor (zusammen 6%). – Beleg: 13 Faunenzellen (BSP: Pr. 89–Pr. 100) sowie zahlreiche nicht abgebildete Paratypoide (BSP 537, 538, 543, 559, 560, 566–569, 574–579, 583, 584, 590, 602–609); 29 Zellen (darunter zahlreiche abgebildete Paratypoide und 3 Holotypen: Taf. 1 Fig. 5; Taf. 2 Fig. 10, 11, 14, 17–20; Taf. 4 Fig. 45, 50; Taf. 5 Fig. 53, 59, 61, 64; Taf. 6 Fig. 71, 74) in SMF.

Kern 3 (= 147,5–157 m unter Meeresboden): Der geringe Kerngewinn von gut 8% belegt hellgrauen, kalkigen Riffsand. – Die eine Probe (Pr. 101) aus dem kurzen Kernstück erbrachte eine überaus reiche Ostracodenfauna (140 Stücke), an der die Bairdien und *Limburgina eopacifica* n. sp. zu etwa gleichen Teilen beteiligt sind (jeweils 40%). Daneben sind noch vier andere hemicytherine Arten und eine *Keijcyoidea* sp. selten bis sehr selten nachgewiesen (siehe Tab. 1). – Beleg: 1 Faunenzelle (BSP: Pr. 101); 12 Zellen (darunter: einige abgebildete Paratypoide und 4 Holotypen: Taf. 1 Fig. 8; Taf. 2 Fig. 12, 13; Taf. 4 Fig. 49, 52; Taf. 5 Fig. 56, 60, 65) in SMF.

Mittel-Paläozän

Liegendes: (erbohrt von 157,5–186,5 m unter Meeresboden): Basalt

(3) Ōjin-Seamount, hole 430A (0–59.3 m unter Meeresboden, bei einer Wassertiefe von 1485,5 m); 22 Proben.

rezent

Ober-Paläozän

Kern 1 (= 0–5.5 m unter Meeresboden): In der durch knapp 1 m Kerngewinn belegten Kernstrecke ist fahlbrauner Kalkschlamm mit einigen Basaltgeröllen belegt. – Es wurden 6 Proben entnommen (oben: Pr. 5; unten: Pr. 10); jedoch in nur 3 Proben wurde je eine schlecht erhaltene, mit Sediment verkrustete Ostracode nachgewiesen: Pr. 5 (1 juv. G; *Bairdia* sp.); Pr. 6 (1 R; Trachyleberidide indet.); Pr. 10 (1 G; Trachyleberidide indet., retikuliert, z. T. angelöst). – Beleg: 3 Zellen (BSP: Pr. 5, 6, 10).

Kern 2 (= 19–28,5 m unter Meeresboden): In der durch weniger als 10% Kerngewinn belegten Kernstrecke wurde kalkiger Sand mit einigen vulkanischen Einschlüssen erbohrt. – Es wurden 11 Proben entnommen (oben: Pr. 1; in der weiteren Reihenfolge nach unten: Pr. 11–13, 2, 14, 3, 4, 15–17). Die insgesamt etwa 370 Ostracoden sind meist nur mäßig gut erhalten. Zwar sind die Bairdien (etwa 7%) und auch die Cytherelloideen (knapp 10%)

an ihrem kennzeichnenden Umriß stets sicher als solche erkennbar, aber ihre Zuordnung zu den vom Suiko-Seamount bekannten Arten gelingt nur bei sehr wenigen Stücken (*Keijcyoidea* sp.) oder erfolgt nur als cf.-Bestimmung *Paranesidea hians*). Einen großen Anteil (zusammen etwa 27%) haben zwei hemicytherine Arten, die bereits vom Suiko Seamount bekannt sind, dort aber nur sporadisch vorkommen, „*Hermanites*" *promido* und „*H.*" cf. *repatsudi*. Etwa 25% der Ostracoden sind nicht näher bestimmbar; es handelt sich dabei um kleine (? juvenile), meist glattschalige Gehäuse, unter denen sich auch *Paracypris*- und *Xestoleberis*?-Formen befinden. Weitere 20% gehören zu einer kleinen, etwa 0,55 mm langen *Hornibrookella*?-Art, von der keine Stücke abgebildet sind (weil zu stark mit Sediment verkrustet, meist nur juvenil oder zu bruchstückhaft erhalten).

Die wenigen übrigen Ostracoden gehören zu drei Arten, die zwar nicht das Faunenbild beherrschen, deren Nachweis aber den stratigraphischen Unterschied zu den älteren Ablagerungen auf dem Suiko-Seamount belegt: Eine dieser Arten, *Occultocythereis caesaris caesaris*, wurde von Oertli (in Ferrer 1975: 806, Taf. 8 unten) auch noch im Pazifischen Unter-Eozän, *Globorotalia formosa formosa*-Zone, des Kōko-Seamount nachgewiesen, so daß ihre stratigraphische Reichweite nunmehr mit Ober-Paläozän bis Unter-Eozän angenommen werden kann. Die beiden anderen Arten, *Quadracythere* (? subgenus) *caudata* und *Semicytherura plicata*, sind bisher nur aus dem Ober-Paläozän des Ōjin-Seamount bekannt. – Beleg: 16 Faunenzellen (BSP: Pr. 1–Pr. 4, Pr. 11–Pr. 17) sowie zahlreiche nicht abgebildete Paratypoide (BSP 539, 544–549, 610–617) und 8 Zellen (darunter: Taf. 3 Fig. 37) in SMF.

Kern 3 (Kernstrecke unter Meeresboden nicht angegeben; erbohrt zwischen 28,5–57 m): Es wurde nur der core catcher erbohrt, der aus gelbem, kalkigem Sandstein besteht. – Eine Probe (Pr. 18) erbrachte eine ziemlich gut erhaltene, reichhaltige Ostracodenfauna (62 Stücke); der Artenbestand ist derselbe wie in Kern 2. – Beleg: 2 Faunenzellen (BSP: Pr. 18) sowie einige nicht abgebildete Paratypoide (BSP 618); 15 Zellen mit zahlreichen Paratypoiden und 3 Holotypen (darunter: Taf. 3 Fig. 21–26, 30–36; Taf. 5 Fig. 54) in SMF.

Ober-Paläozän

Grenzbereich Ober-/Mittel-Paläozän

Kern 4 (= 57–66.5 m unter Meeresboden): Im obersten Kernbereich (bis 59.3 m) Wechsellagerung von kalkigem Schlamm und Sand mit vulkanischen Aschen. – Aus 4 Proben (oben: Pr. 19; unten: Pr. 22) sind 132 mäßig gut erhaltene Ostracoden belegt. In der Fauna sind gut 50% nicht näher bestimmbare hemicytherine Arten, 30% Bairdien, wenige Cytherelloideen (darunter: *Keijcyoidea* sp.) sowie sehr wenige Stücke von *Occultocythereis caesaris caesaris* enthalten. Die beiden aus dem Ober-Paläozän (Kern 2–3) nachgewiesenen *Quadracythere*- und *Semicytherura*-Arten fehlen. Die Grenzziehung zwischen Ober-Paläozän und Mittel-Paläozän, ob unterhalb oder oberhalb von Kern 4, kann deshalb nicht mittels Ostracoden entschieden werden. – Beleg: 9 Faunenzellen (BSP: Pr. 19–Pr. 22) sowie einige nicht abgebildete Paratypoide (BSP 540, 550, 551).

Grenzbereich Ober-/Mittel-Paläozän

Liegendes (erbohrt von 59.3–118 m unter Meeresboden): Basalt

ZUR PALÄOÖKOLOGIE DER SUIKO- UND ŌJIN-OSTRACODEN

Das sich in den Bohrproben vom Suiko-Seamount ständig wiederholende Vorkommen gleichartiger Ostracodenfaunen (Tab. 1) belegt für die gesamte Schichtsäule von Bhrg. 433A (52.5–163.5 m unter Meeresboden) nicht nur gleiches geologisches Alter. Die gut 110 m mächtige Schichtsäule weist ebensogut auf einen konstanten gleichbleibenden Biotop hin, der nur dann gegeben ist, wenn Absenkung und Sedimentation miteinander Schritthalten. Dieser Biotop, gekennzeichnet durch das Vorherrschen einer Bairdien/*Limburgina*-Gemeinschaft, entspricht einem schmalen eulitoralen Bereich, wie er sich am Rande einer Vulkaninsel oder am seewärtigen, flachen Abhang eines Atolls erwarten läßt. Diese Darstellung entspricht am ehesten sowohl der geologischen Situation (Tab. 3) als auch dem ökologischen Befund an anderen Fossilgruppen (Hagn & Butt & Malz 1980).

Die vergleichsweise große Sedimentmächtigkeit von 110 m Mittel-Paläozän steht zwar in deutlichem Gegensatz zu den nur etwa 5 m mächtigen gleichaltrigen Ablagerungen auf dem Shatsky Rise (Luterbacher 1975: Abb. 1), aber die größere Sedimentationsrate auf dem Suiko-Seamount kann keinesfalls auch als Maß für ein dementsprechend schnelleres Absinken herangezogen werden. Eher umgekehrt, aus der größeren Tiefenlage gleichaltriger Sedimente auf dem Shatsky Rise (Site 305: etwa 1000 m tiefer als Suiko-Seamount) ergibt sich nur der Hinweis, daß dieses Gebiet zur Zeit des Mittel-Paläozän bereits im Tiefsee-Bereich lag, in dem weniger sedimentiert wurde als in dem bewegten Flachwasser-Bereich des Suiko-Seamount.

Die Ostracoden vom Ōjin-Seamount, größtenteils in anderer artlicher Zusammensetzung sowie aus einem anderen (höheren) stratigraphischen Bereich als die Suiko-Ostracoden, weisen auf einen etwas tieferen Biotop des Sublitorals, aber noch oberhalb der Untergrenze des photischen Bereichs.

DIE EMPEROR SEAMOUNTS – EINE ABTAUCHENDE KETTE VON VULKANINSELN

Subaerischer Vulkanismus und marine Flachwasser-Ostracoden des Mittel-Paläozän im Bereich des Suiko-Seamount sind gute Stützen zur Interpretation des geologischen Werdegangs der gesamten Kette der Emperor Seamounts (HAGN & MALZ 1981). Dazu bietet auch die Kette der Hawaii-Inseln ein anschauliches Vergleichsbild aus der Gegenwart: Während sich die Hauptinsel Hawaii zwar einerseits seit dem Pleistozän noch in statu nascendi befindet, sind andererseits um sie herum bereits Terrassen abgesunken und mit neogenen Sedimenten bedeckt (HOLDEN 1967). Schon die weiter NW gelegene Hawaii-Insel Kauai ist pliozänen Alters, und gar zum W-Ende der Inselkette hin stellen sich in 2700 km Entfernung die Midways als Atolle dar, die ertrunkenen und erodierten Vulkankegeln des Oligozän aufsitzen. Der entsprechende Basaltkontakt wurde durch zwei Bohrungen in 157 m und 385 m Tiefe auf dem eigentlichen Midway-Atoll erbohrt und dabei Alt-Miozän als älteste Sedimentauflagerung festgestellt (HOLDEN 1976).

Dieses Gegenwartsbild von den Hawaii-Inseln läßt sich unmittelbar auf die Emperor Seamounts als einer Kette alttertiärer Vulkaninseln übertragen. Einem zeitgenössischem Beobachter des alttertiären Vulkanismus auf dem Kōko-Seamount hätte sich beispielsweise der Anblick auf eine allmählich nach N abtauchende Inselkette geboten (Abb. 4). Die nach N zunehmend älteren Deckschichten über dem Basaltkontakt legen sogar den Schluß nahe, daß der zwar alttertiäre, aber damit dennoch recht junge Kōko-Vulkan (mit Unter-Eozän auf dem Basaltkontakt) dem bis dato längst ertrunkenen, weil bereits von Mittel-Paläozän bedeckten Suiko-Guyot gegenübergestanden hätte. In dieses Bild eines von N nach S fortschreitenden Vulkanismus paßt dann gleichermaßen das Ober-Paläozän auf dem Ōjin-Seamount.

Ein noch großräumigeres Bild ergibt sich, wenn man die Hawaii-Inseln und die Emperor Seamounts in einen Zusammenhang bringt, der sich jedoch nicht aus der Topographie der beiden Ketten ergibt. Dem ESE-WNW-Verlauf der Hawaii-Inseln (von der Hauptinsel Hawaii im E bis zu den Midways im W) steht gegenüber der SSE-NNW-Verlauf der Emperor Seamounts (von der Milwaukee-Bank im S bis zur Obrutschew-Schwelle im N). Wenn

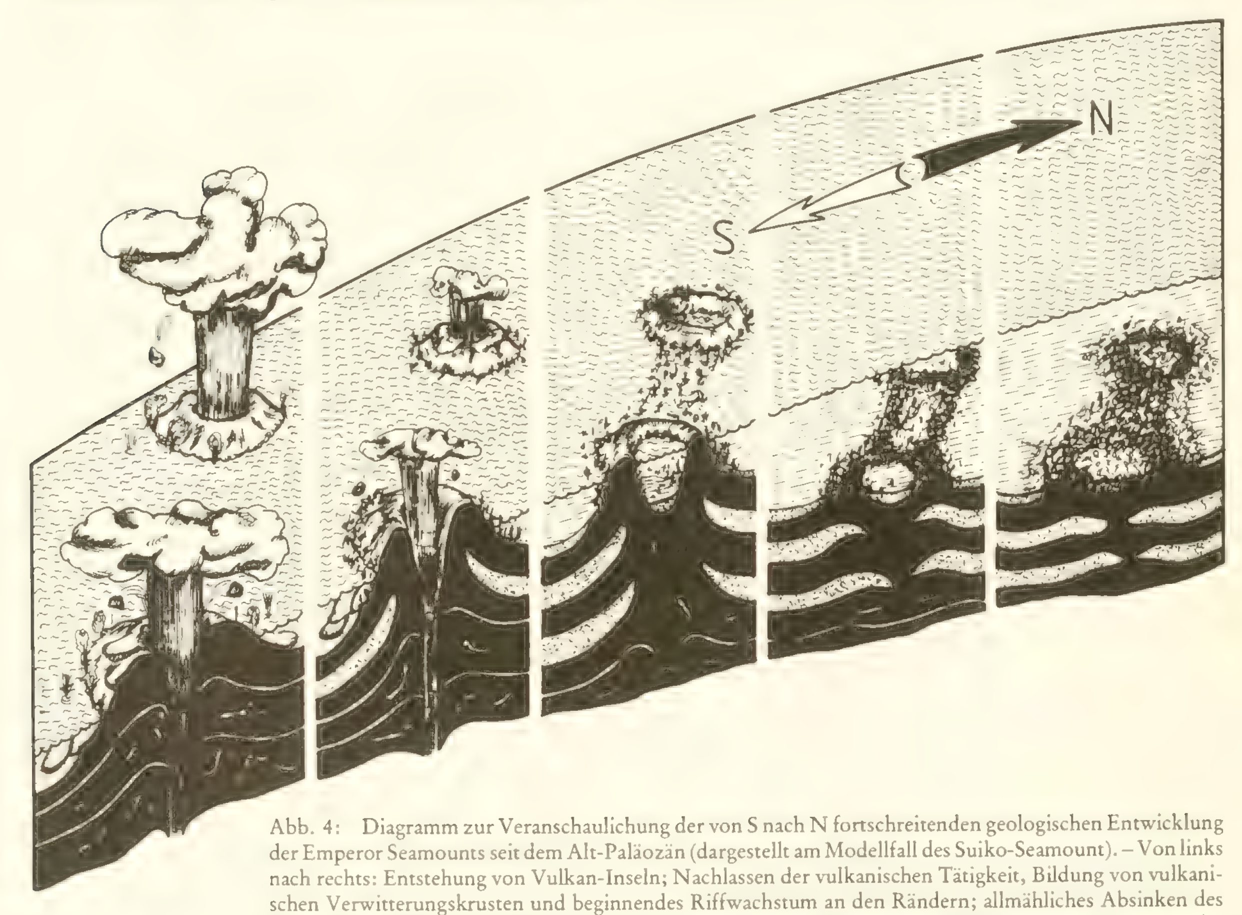


Abb. 4: Diagramm zur Veranschaulichung der von S nach N fortschreitenden geologischen Entwicklung der Emperor Seamounts seit dem Alt-Paläozän (dargestellt am Modellfall des Suiko-Seamount). – Von links nach rechts: Entstehung von Vulkan-Inseln; Nachlassen der vulkanischen Tätigkeit, Bildung von vulkanischen Verwitterungskrusten und beginnendes Riffwachstum an den Rändern; allmähliches Absinken des Meeresbodens und Atoll-Bildung bei gleichzeitig verstärktem Wachstum der Riffe; weiteres Absinken der Atolle und Zusammenwachsen einzelner Riffkomplexe; Ertrinken der Riffe durch zunehmende Absenkung sowie submarine Abtragung im Eozän.

man aber diesen um etwa 45° abgeknickten Verlauf der beiden Inselketten auf einen Richtungswechsel der „hot-spot“-Achse im Oligozän zurückführt (MORGAN 1972), dann ergibt sich daraus eine kontinuierliche Kette von Vulkaninseln, deren geologisches Alter im Neogen von E nach W, im Paläogen von S nach N zunimmt. So gesehen, sind die Hawaii-Inseln als die zur Gegenwart hin verlängerte Fortsetzung der paläogenen Emperor Seamounts vorstellbar.

(-1874 m N.N.) Tiefe unter Meeresboden	Ablagerungen	Einstufung	Besonderheiten	Ereignisse	Zustand
0 m 5 m	Foraminiferen- und Diatomeen-Schlamm	Pleistozän bis Jung-Pliozän	Es fehlen quartäre Ablagerungen	Erosion durch Strömungen im Tiefseebereich	Ertrunkene Vulkaninseln und Inselketten
5 m 43 m	Diatomeen-Schlamm und mergeliger Kieselschlamm	Jung-Pliozän bis Jung-Miozän	Sedimentations-lücke: es fehlt Mittel-Miozän	Geringmächtige Ablagerung im Tiefseebereich	Ertrunkene Vulkaninseln und Inselketten
43 m 52 m	Kalkschlamm und kreidige Kalke	Alt-Miozän	Sedimentations-lücke: es fehlen Oligozän, Eozän und Ober-Paläozän	(Abtragung) Geringe Sedi-mentationsrate Erneutes stetiges Absinken	Ertrinkende Vulkaninseln
52 m 52.5 m	sandiger Tuffschlamm (Aschenlage)			Meerische Auf-arbeitung des vulkanischen Auswurfmaterials Erneutes Aufleben vulkanischer Tätigkeit	Mit aufgearbei-teter Aschenlage bedeckte Schüsseln und Wannen
52.5 m 163.5 m	Kalksand und Kalkschlamm mit Algenknötchen, Bryozoen und anderen Flach-wasserfaunen	Mittel-Paläozän	Gleichbleibende Fauna	Sedimentation unter flacher Meeresbedeckung Allmähliche Absenkung	Mit Sedimenten ausgefüllte Atoll-Schüsseln und Lagunen-Wannen Es entstehen Atolle und Saumriffe, die Lagunen um-schließen
163.5 m 174 m	Basalt (Typ Hawaii) mit Blasen-strukturen und zwischengelagerten lateritischen Böden	Radiometrische Datierung : 64.7 ± 1.1 mio		Subaerischer Vulkanismus mit zeitweisen Verwitterungs-intervallen	Vulkaninsel

Tab. 3. Suiko-Profil (DSDP Leg 55, hole 433A), stratigraphische Einstufung und geologische Interpretation.

ZUR TAXONOMIE DER OSTRACODEN VON LEG 55, EMPEROR SEAMOUNTS

Die taxonomische Bearbeitung der Ostracoden, und darunter besonders die der Hemicytherinae und Trachyleberidinae, aus den Tiefsee-Bohrungen von Leg 55 auf den Emperor Seamounts gestaltet sich aus mehreren Gründen recht schwierig:

1. In der Profilfolge auf den Emperor Seamounts, Leg 55, wurde erstmals ein für die taxonomische Beurteilung der dortigen Ostracoden wissenschaftliches „Neuland" erbohrt: Paläozäne Ostracoden aus diesem Raum sind bisher nicht bekannt, und faunistische Beziehungen zu Ostracodenfaunen aus anderen Gebieten sind an dem vorliegenden Material (noch) nicht erkennbar.

2. In den meisten Faunen liegen zwar äußerlich recht gut erhaltene Ostracodengehäuse vor, jedoch der Mangel an isolierten Klappen, die sowohl das zentrale Narbenfeld als auch den Bau der Randzonen sowie die marginalen Porenkanäle sicher erkennen lassen, erschwert jede generische Bestimmung. Vergleiche mit etwa gleichaltrigen Arten aus anderen Gebieten können sich deshalb nur auf Ähnlichkeiten in der äußeren Morphologie stützen, die aber keine Übereinstimmung mit den inneren Merkmalen verbürgen kann und somit für gattungsmäßige Zuordnungen unsicher bleibt.

3. Das in einer Mächtigkeit von mehr als 110 m (433A: 52.5–163.5 m) erbohrte Paläozän-Profil auf dem Suiko-Seamount läßt in der stets gleichbleibenden Faunenzusammensetzung erkennen, daß während des gesamten Ablagerungszeitraums keine ökologischen Biotop-Veränderungen stattgefunden und sich auch keine biochronologischen Wandlungen vollzogen haben (Tab. 1). Die Eintönigkeit in der Faunenfolge läßt sogar vermuten (Abb. 3), daß sich darin ein Endemismus ausdrückt, der sich während des gesamten Zeitraums erhalten hat. Gerade unter dem Gesichtspunkt einer endemischen Entwicklung der Ostracodenfauna in diesem in sich geschlossenen Gebiet, ob Atoll oder Lagune, ergeben sich schließlich nur geringe Anhaltspunkte für engere Beziehungen dieser Fauna zu Gattungen und Arten aus anderen Gebieten.

4. Die generische Zuordnung der Suiko-Hemicytherinae zu Gattungen, die auch aus anderen Gebieten bekannt sind, gestaltet sich sodann auch deshalb recht schwierig, weil die besonderen Merkmale der Typus-Arten einiger solcher Gattungen nur ungenügend bekannt sind (Beispiel: *Hermanites)* und somit deren Abgrenzung gegen andere, gleichwertige Taxa nicht ausreichend gesichert ist. Dennoch erfolgen aber bereits Gruppierungen solcher Taxa in verschiedene supragenerische Einheiten (Beispiel: *Hermanites* zu den Thaerocytherini, *Grinioneis* zu den Oertliellini; siehe Liebau 1975).

AUFBEWAHRUNG DES BELEGMATERIALS

Die Ostracoden aus den Seamount-Bohrungen (430A, 433A, 433B) werden aufbewahrt in der mikropaläontologischen Sammlung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München (BSP 535–618 und Faunenzellen Pr. 1–Pr. 101), sowie in der Sektion für Mikropaläontologie des Forschungsinstituts Senckenberg, Frankfurt am Main (SMF Xe 11967–12096). – Faunenzellen, die einen Überblick über das gesamte Artenspektrum ermöglichen, wurden dabei weitgehend beibehalten. Die darin enthaltenen Arten wurden zahlenmäßig in einer Liste erfaßt; ihr Vorkommen ist in einer stratigraphischen Tabelle wiedergegeben (Tab. 1). Belegmaterial zu den einzelnen Arten wurde solchen Faunenzellen entnommen, in denen möglichst viele und gut erhaltene Stücke einer Art zu ihrer Kenntnis beitragen. Diese Stücke sind katalogisiert; ihr Verbleib (München oder Frankfurt) geht aus der jeweiligen Katalog-Nummer hervor. Die abgebildeten Stücke sind sämtlich in Frankfurt hinterlegt.

BESCHREIBUNG DER ARTEN

Platycopida Sars 1866

Platycopina Sars 1866

Cytherellidae Sars 1866

Cytherelloidea Alexander 1929

Typus-Art: *Cythere (Cytherella) williamsoniana* Jones 1849

Bemerkungen

Jeder Versuch einer artlichen Bestimmung neuer *Cytherelloidea*-Funde erscheint aus zweierlei Gründen zunächst sehr entmutigend: (1) Die große Anzahl rezenter und fossiler C.-Arten ist beinahe nicht mehr überschaubar und läßt vor jeder Bestimmung zurückschrecken. Allein die aus der Kreide, aus dem Tertiär und aus dem rezen-

ten Bereich bekannten Arten (>400) sind vielerorts und durch eine Legion von Autoren in einer so großen Formenvielfalt nachgewiesen, daß sich fast zu jeder Art – und damit letztlich zu keiner Art – nähere Beziehungen ermitteln lassen. (2) Neuere Untersuchungen zur ,,Variabilität der Schalenornamente" (HARTMANN & KÜHL 1978) bei einer rezenten *C.*-Art machen sehr anschaulich glaubhaft, daß innerhalb einer Population sehr verschiedenartige Skulptur-Varianten vorkommen können. Ohne Kenntnis der möglichen Übergangsformen könnten demzufolge die isoliert gefundenen Extrem-Varianten bedenkenlos verschiedenen *C.*-Arten zugerechnet werden.

Zu (1): Trotz der Vielfalt verschiedener *C.*-Arten lassen sich die stets nur sehr selten/selten in den Proben enthaltenen Stücke (siehe Material) auf einen besonderen ,,Formenkreis" beziehen, auf den erstmals KEY (1953: 156) aufmerksam gemacht hat. Im Mittelschloß einer linken Klappe seiner ,,*Cytherelloidea* ? sp." (KEY 1953: Taf. 1 Fig. 1b) fiel ihm ein ,,sehr kräftiger und glatter Zahn" auf, der ihm die Gattungszuordnung dieser rezenten Art aus dem Pazifik bei Celebes als fraglich erscheinen ließ. Diese ,,anomale Schloßstruktur" wurde späterhin auch von der rezenten *C. praecipua* von Trinidad und Tobago bekannt (VAN DEN BOLD 1963), kann von mir auch aus dem Gebiet der Kleinen Antillen von St. Martin belegt werden (SMF Xe 12097) und ist inzwischen auch für dieselbe Art von der pazifischen Küste Nicaraguas (SWAIN & GILBY 1974) und von Clipperton Island (ALLISON & HOLDEN 1971) nachgewiesen. – Die ,,Schloß-Anomalie" besteht darin, daß der Schloßrand der kleineren L hinter der Mitte nach Art eines Zahnes hervorsteht (Taf. 7 Fig. 78) und die Furche in der größeren R an der entsprechenden gegenüberliegenden Stelle zu einer ovalen Grube erweitert ist (Taf. 7 Fig. 76). Das Vorhandensein und die Lage dieser ,,Schloßstruktur" kann sogar bei Außenansichten angegeben werden, weil bei allen Arten dieser *praecipua*-Gruppe (siehe unten) die dorsale Umrißlinie der L vor der Mitte konkav eingebuchtet ist und dort von der R deutlich überlappt wird (Taf. 1 Fig. 4, Taf. 7 Fig. 81). Gerade dieses zungenförmige Überlappen der R über die L wird besonders dann zu einem bedeutsamen Merkmal, wenn – wie bei den vorliegenden Stücken – nur geschlossene Gehäuse zur Beurteilung vorliegen.

Unter dem Namen ,,*praecipua*-Gruppe" werden im folgenden alle bisherigen *C.*-Arten zusammengefaßt, von denen ähnliche ,,anomale Schloßstrukturen" bekannt sind. Es handelt sich dabei um Arten, die auf den Intercostalflächen a) glatt u n d / o d e r b) retikuliert sind. [Auf das Verhältnis ,,und/oder" wird unter dem Abschnitt ,,Zu (2)" näher eingegangen.] a) Arten mit glatten Intercostalflächen wurden bereits von VAN DEN BOLD (1963: 76) wegen ihrer ähnlichen ,,Schloßstruktur" in engere Beziehungen zu *C. praecipua* gestellt. Sie stammen aus dem Jackson Eocene der Golfküste von Alabama: *C. montgomeryensis* HOWE 1934 und *C. cocoaensis* KRUTAK 1961. b) Abgesehen von der bereits oben besprochenen *C. praecipua* sind Arten mit retikulierten Intercostalflächen vorwiegend aus dem Pazifik nachgewiesen. Es handelt sich dabei um rezente Litoral-Arten von Australien und Neuseeland: *C. keiji* MCKENZIE 1967 [siehe auch unter ,,Zu (2)"], *C. goodebeachensis* HARTMANN 1979 sowie *C.* sp. VAN DEN BOLD 1963. Weitere Arten der *praecipua*-Gruppe sind außerdem von abgesunkenen neogenen Hawaii-Terrassen (*C. monodenticulata* HOLDEN 1967) und im Miozän zweier Bohrungen auf dem Midway-Atoll nachgewiesen (*C. semipunctata* HOLDEN 1976 sowie sp.- und aff.-Bestimmungen). – Mit dieser Aufzählung von Arten der *praecipua*-Gruppe bleibt das gesamte Artenspektrum jedoch weiterhin noch sehr lückenhaft. Beispielsweise liegen mir aus plio-/pleistozänem Probenmaterial von Taiwan eine ganze Reihe sehr verschiedenartiger Einzelstücke vor (SMF Xe 12102–12103), die sich jeweils durch ihren ,,Schloßzahn" in der L, bzw. durch ihre ,,Zahngrube" in der R als ,,gute" *praecipua*-Verwandte ausweisen. Die seltenen Stücke lassen sich aber vorläufig artlich nicht fixieren, so daß mit ihrem Nachweis zunächst nur ein Fingerzeig auf weitere Vorkommen und Verbreitung gegeben ist. Neben diesen seltenen *praecipua*-Verwandten kommen ,,normale" *C.*-Arten (KEIJ 1964) recht häufig vor; in manchen Proben lassen sich ganze ontogenetische Reihen davon belegen.

Zu (2): Nach Untersuchungen zur ,,Variabilität der Oberflächenornamente" durch HARTMANN & KÜHL (1978) lassen sich in *C. keiji* sehr verschiedenartige Varianten zusammenfassen. Dementsprechend können die längsberippten *keiji*-Gehäuse und -Klappen auf den Intercostalflächen s o w o h l retikuliert a l s a u c h glattschalig sein. Zwischen beiden Extremen sind vielfache Übergangsformen belegt. Unter diesem Gesichtspunkt können künftig sogar erhebliche Zweifel aufkommen an der Wertigkeit von Skulptur-Merkmalen für die Abgrenzung verschiedener (vorwiegend fossiler) Arten überhaupt. Wegen der Tragweite möglicher weitreichender Schlußfolgerungen daraus verdient gerade dieser Befund eine besonders kritische Durchleuchtung. Die recht suggestive Darstellung von Skulptur-Varianten (HARTMANN & KÜHL 1978: Taf. 16) erscheint dabei auf den ersten Blick zwar sehr überzeugend, für den Kritiker bleiben aber dennoch genügend Fragen unbefriedigend beantwortet: a) Die Variation von ,,retikuliert" bis ,,glattschalig" läßt sich an rezenten Objekten durch übereinstimmende Weichkörper-Anatomie überprüfen und sichern. Dieses ist geradezu die Voraussetzung für alle weiteren Schlußfolgerungen. – b) Die gleiche Abbildungsgröße von adulten und juvenilen Stücken suggeriert bildlich gleichgroße Varianten, für die jedoch ein Vergleichsmaßstab (Maße und/oder Vergrößerung) allenthalben fehlt. – c) Glattschalige Intercostalflächen sind nur von weiblichen Larven des Stadiums A-1 dargestellt. Larvenstadien mögen unter sich variabel sein; sie müssen aber nicht das Varianten-Spektrum von adulten Stücken widerspiegeln. – d) Mit zunehmender Verkalkung der Schale soll die intercostale Netzskulptur

immer mehr „eingeebnet" werden, so daß Formen mit glattschaligen Intercostalflächen schließlich den höchsten Verkalkungsgrad anzeigen. Die dargestellten „glattschaligen" Varianten gehören jedoch dem Stadium A-1 an, und juvenile Stücke weisen im allgemeinen eine dünnere Schale auf als adulte. – e) Bereits juvenile Stücke von *C. monodenticulata* lassen den „Schloßzahn" in der L deutlich erkennen, der bei den adulten aber noch kräftiger entwickelt ist (vgl. HOLDEN 1967: Abb. 1b mit Abb. 1e). Eine zunehmende Verkalkung „glattschaliger" Varianten dürfte deshalb gleichermaßen auch am „Schloß" kontrollierbar sein. – f) In dem weitgefaßten Varianten-Spektrum von *C. keiji* sind die „glattschaligen" Extreme der ebenfalls glattschaligen *C. broomensis* HARTMANN 1978 sehr ähnlich. Diese mit dem für *C.*-Arten ungewöhnlichen, weil mit dem inversen Klappenverhältnis „L>R" dargestellte Art ist mit ihren invers orientierten Klappen eine mögliche Bestimmungs-Alternative für die „glattschaligen *keiji*-Varianten" (vgl. dazu HARTMANN 1978: Taf. 1 Fig. 7 mit HARTMANN & KÜHL 1978: Taf. 16 Fig. 24).

CYTHERELLIDE SCHLOSSTRUKTUREN ALS GATTUNGSMERKMAL

Die beiden Taxa *Cytherella* JONES 1849 und *Cytherelloidea* ALEXANDER 1929 werden selbst im zoologischen Schrifttum so unterschiedlich bewertet, daß sie einerseits als selbständige Gattungen aufgefaßt werden (HARTMANN 1979) und andererseits nicht einmal aufgrund ihrer Weichkörper-Anatomie subgenerisch „scharf zu trennen sind" (HARTMANN 1975: 688). Die unterschiedliche Bewertung der beiden Taxa stützt sich dabei im einen Fall auf den meist glattschaligen *Cytherella*-Habitus, der dem skulptierten *Cytherelloidea*-Habitus gegenübersteht, im anderen Fall beruht die subgenerische Darstellung auf dem gleichen adonten Schloß beider Taxa. Während somit die Wertigkeit von Skulptur-Merkmalen zur Begründung verschiedener Genera fragwürdig erscheint, gelten Unterschiede im Schloßbau weiterhin als „gutes" Kriterium zur Unterscheidung von Gattungen. Unter diesem Gesichtspunkt liegt es nahe, den Arten der *praecipua*-Gruppe eine taxonomische Sonderstellung im Rang einer Gattung beizumessen:

Keijcyoidea n. g.

Typus-Art: *Cytherelloidea praecipua* VAN DEN BOLD 1963.

Name: Zu Ehren von Dr. A. J. KEIJ, RIJSWIJK, der erstmals auf die Besonderheit im Schloßbau dieser Cytherellidae hingewiesen hat, sowie aus der Zusammenziehung der Anfangssilbe (cy) mit der Endung (oidea) von *Cytherelloidea*.

Diagnose: Eine Gattung der Cytherellidae mit deutlicher Schloßstruktur: Dorsalrand der L vor oder hinter der Mitte (desgleichen auch jeweils vor oder hinter dem zentralen Narbenfeld) schmal zungenförmig hervorstehend oder knopfartig verdickt; in der gegenüberliegenden Stelle in der größeren R ist die Dorsalfurche entsprechend oval oder rundlich erweitert und vertieft. In Seitenansicht ist die dorsale Umrißlinie der L vor der Mitte konkav eingebuchtet; in diesem Bereich überlascht die R mit einer lappigen Ausbuchtung ihres Dorsalrands die kleinere L besonders deutlich.

Beziehungen: Die Schloßstruktur in *Keijcyoidea* hebt sich so deutlich von dem adonten *Cytherella-/Cytherelloidea*-Schloß ab, daß damit eine generische Abtrennung der bisher in der *praecipua*-Gruppe zusammengefaßten Arten von *Cytherelloidea* genügend begründet erscheint. – Das über den langen Zeitraum von Jura bis rezent formbeständig konservierte *Cytherella-/Cytherelloidea*-Schloß hat bei einigen Arten eine genetisch fixierte Differenzierung erfahren, die spätestens seit dem Paläozän nachweisbar ist. Weil alle anderen Habitus- und Skulptur-Merkmale auf *Cytherelloidea* hinweisen, kann somit die genetische Ableitung dieser *praecipua*-Gruppe als einer Seitenlinie von *Cytherelloidea* als gesichert gelten.

Biotop: Marin (sublitoral bis Tiefsee).

Vorkommen: Paläozän bis rezent.

Verbreitung: Karibik und Golfküste sowie Indopazifik.

Zugewiesene Arten: Arten der *praecipua*-Gruppe (siehe oben) sowie *Cytherella rugosa* BRADY 1866 (rezent; Australien) und *C. cavernosa* sensu BRADY 1880 (rezent; Torres- und Bass-Straße); eine sichere Abgrenzung dieser beiden Arten gegen *K. keiji* (MCKENZIE 1967) steht noch aus. – Einige weitere Arten, die mir materialmäßig nicht bekannt sind, können nach der von ihnen gegebenen Beschreibung oder Abbildung wahrscheinlich ebenfalls auf *Keijcyoidea* bezogen werden: *Cytherelloidea castleberryensis* HOWE & LAW 1936, *C. byramensis* HOWE & LAW 1936 sowie *C. sulcata* HU & CHENG 1977.

Keijcyoidea sp.

Taf. 1 Fig. 1–4

Material: 11 Gehäuse und Klappen vom Suiko-Seamount (433A und 433B) aus den Proben Pr. 61, 67, 94, 95 (4 G: BSM 535–538) sowie aus Pr. 39, 62, 70, 72, 83, 101 (7G: SMF Xe 11967–11972); 2 Gehäuse vom Ōjin-Seamont (430A; Pr. 15, 19: BSP 539–540). – Weitere Einzelstücke befinden sich in Faunenzellen (Pr. 51, 59, 66, 71: BSP); sie sind nicht katalogisiert.

Maße (Länge in mm): Mit Ausnahme eines einzigen ♂ G (0.75; Taf. 1 Fig. 1) handelt es sich bei allen anderen Stücken sehr wahrscheinlich um Juvenilstadien (0.57–0.65), die für eine Abgrenzung gegen andere Arten zu wenig geeignet erscheinen, die aber dennoch durch das deutliche Überlappen der R über die L, jeweils dorsal vor der Mitte (Taf. 1 Fig. 2, 4), sehr sicher als zur Gattung gehörig bestimmbar sind.

Vorkommen: Das sporadische und außerdem sehr seltene Vorkommen (meist nur 1G in 11 von insgesamt 66 Proben der Bhrg. 433A) läßt die Art als eine nur wenig geeignete Zeitmarke für die mittelpaläozänen Suiko-Ablagerungen erscheinen; zudem ist sie auch aus dem Ober-Paläozän des Ōjin-Seamount belegt (Bhrg. 430A; siehe unter „Material").

Podocopida SARS 1866

Bairdiocopina GRÜNDEL 1967

Bairdiidae SARS 1888

Bairdia MCCOY 1844

Typus-Art: *Bairdia curtus* MCCOY 1844

Bemerkungen

,,*Bairdia*"-Bestimmungen über das Karbon hinaus sind stets mit dem Makel taxonomischer Unsicherheit behaftet (ausführliche Diskussion hierüber siehe in MADDOCKS 1969). Diese Unsicherheit haftet dabei nicht nur der Bestimmung fossiler Arten an, sondern trifft gleichermaßen auch für rezente Arten zu, von denen sogar der Bau des Weichkörpers bekannt ist (alle Zitate hierzu wären nur ein ,,pars pro toto"). Es kann deshalb hier nicht der Ort sein, paläozäne Arten – ohne Kenntnis guter Unterscheidungsmerkmale – in ihrer generischen Zuordnung sicherer zu bewerten als rezente. Die folgende ,,*Bairdia*"-Bestimmung einer Art könnte sich dabei ebensogut auf *Neonesidea* MADDOCKS 1969 beziehen, ohne daß jedoch damit eine größere Sicherheit verbürgt werden könnte. Darüber hinaus ergibt sich auch bei der artlichen Bestimmung eine zwiespältige Problematik, die dadurch zustandekommt, daß einerseits bereits eine sehr große Anzahl känozoischer ,,*Bairdia*"-Arten bekannt ist und jede ,,neue" Art sich früher oder später als jüngeres Synonym einer dieser Arten herausstellen kann, daß andererseits jede Bestimmung, die sich auf eine bekannte Art bezieht, leichtfertig sehr weit auseinanderliegende Verbreitungsareale miteinander verbinden läßt und/oder auch weitgespannte Reichweiten von Arten über sehr lange Zeiträume (z. B. Paläozän bis rezent) erfordert. Bestimmungen unter offener Nomenklatur wären dabei zwar ein begehbarer Mittelweg, der dann aber dem umfangreichen, gut erhaltenen Material nicht gerecht wird. Unter diesen Umständen erscheint eine Neubeschreibung als ,,das kleinere Übel".

„*Bairdia*" *paravictrix* n. sp.

Taf. 2 Fig. 18–20

Name: Von para (aus dem Griechischen transliteriert) = daneben; in Anlehnung an die im Habitus sehr ähnliche rezente ,,*Bairdia*" *victrix* BRADY 1870.

Holotypus: R, Taf. 2 Fig. 20; SMF Xe 11973. – Locus typicus: Suiko-Seamount; Bhrg. 433B (DSDP Leg 55): Kern 1 (= 128.5–138 m unter Meeresboden); Kernstück 1: 39–41 cm; Pr. 90. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän, Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: Wenig mehr als 100 Gehäuse und Klappen (aus 42 von insgesamt 79 Proben der Bhrgn. 433A und 433B; in Faunenzellen belegt: BSP) sowie 6 Gehäuse und 4 Klappen (aus Pr. 60, 90; SMF Xe 11974–11976).

Diagnose: Eine ziemlich großwüchsige, dicht und feinpunktierte ,,*Bairdia*"-Art mit spitz ovalem Umriß in Dorsalansicht und größter Breite dicht vor der Mitte.

Maße (Länge in mm): Adulte Stücke (etwa 1,30) ziemlich selten, deshalb Geschlechtsdimorphismus nicht sicher erkennbar. Weil auch bei bedeutend kleineren Stücken aus verschiedenen Größenbereichen (0.92–0.97–1.04–1.17) die verschmolzene Zone nur relativ schmaler, aber nicht wesentlich schmaler ist als bei den seltenen großen Stücken, können die verschiedenen Juvenilstadien nicht sicher vom adulten Stadium abgetrennt werden. Auch aus der Schalendicke und dem Umriß ergeben sich keine Hinweise auf sichere Unterscheidungsmöglichkeiten zwischen juvenil und adult.

Beschreibung

Die markante bairdiide Gestalt entbehrt aller auffälligen Merkmale, wie etwa Zähnelung der Endränder oder ,,bairdoppilater" Verschluß. (Die in der Namengebung angedeutete Ähnlichkeit mit ,,*Bairdia*" *victrix* bezieht sich nur auf die ähnliche Form des Umrisses.) Bei Frontalansicht auf geschlossene Gehäuse ist die Wölbung der Klappen etwas schief elliptisch, bei Dorsalansicht sind die Enden zugespitzt. Die größte Höhe entspricht etwa Zweidrittel der Länge, die größte Breite etwa der halben Länge. Die Klappen sind einheitlich über die gesamte Oberfläche dicht mit feinen Grübchen besetzt; in einigen dieser Grübchen münden laterale Porenkanäle.

Beziehungen: Aus der merkmalsarmen *Bairdia*-Form der Gehäuse ergeben sich Beziehungen zu vielen ähnlichen Arten aus dem pazifischen Raum, so etwa zu der rezenten (-neogenen) *Neonesidea attenuata* (BRADY 1880) oder zu der untermiozänen ,,*Paranesidea*" *victrix* (BRADY 1870), sensu HOLDEN 1976, aus einer Bohrung auf dem Midway-Atoll. Desgleichen bestehen auch enge morphologische Beziehungen zu der alteozänen ,,*Bairdia* sp." vom Kōko-Seamount (siehe OERTLI in FERRER 1975: Taf. 7 links oben). Die Suiko-Art läßt sich damit zwar einem kleinen Formenkreis hochrückiger, feinpunktierter Bairdien zuordnen, für den aber interspezifische Beziehungen und Übergänge noch ungeklärt sind, so daß mit dem oben bezeichneten Formenkreis vorläufig nur eine Modellvorstellung gegeben werden kann.

Vorkommen: Die Art ist im Mittel-Paläozän des Suiko-Seamount, Bhrgn. 433A und 433B, in gut der Hälfte aller Proben nachgewiesen, ohne daß dabei eine ,,Tendenz" in der Verbreitung erkennbar wäre. Bezogen auf die Häufigkeit ergibt sich nur für die Bhrg. 433A: Kern 10 im Bereich von 75,5–81 m unter Meeresboden ein lagenweise gehäuftes Vorkommen, desgleichen in einigen Kernstücken von Bhrg. 433B: Kern 1 (= 128.5–138 m unter Meeresboden). In den anderen Proben kommt sie meist nur vereinzelt vor. Die Reichweite der Art bis ins Ober-Paläozän vom Ōjin-Seamount, Bhrg. 430A, kann nur an Einzelstücken aus zwei Proben belegt werden (Pr. 20, 22).

Bairdoppilata CORYELL, SAMPLE & JENNINGS 1935

Typus-Art: *Bairdoppilata martyni* CORYELL, SAMPLE & JENNINGS 1935

Bairdoppilata kolobos n. sp.

Taf. 1 Fig. 5–7

Name: Von kolobos (aus dem Griechischen transliteriert) = abgestutzt; nach den stumpfen Enden in Dorsalansicht.

Holotypus: (?♀) G, Taf. 1 Fig. 5; SMF Xe 11977. – Locus typicus: Suiko-Seamount; Bhrg. 433B (DSDP Leg 55): Kern 1 (= 128.5–138 m unter Meeresboden); Kernstück 6: 140–143 cm; Pr. 99. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän, Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: Mehr als 200 Gehäuse und Klappen (aus 60 von insgesamt 79 Proben der Bhrgn. 433A und 433B; die meisten davon in Faunenzellen belegt: BSP) sowie 17 Gehäuse und 14 Klappen (aus Pr. 60, 70, 72, 74, 76) SMF Xe 11978–11982.

Diagnose: Eine mittelgroße (? ♀), in wenigen Einzelstücken auch ziemlich großwüchsige (? ♂), dicht und feinpunktierte *Bairdoppilata*-Art mit abgestutzten Enden in Dorsalansicht.

Maße (Länge in mm): Bei den wenigen großen Stücken (bis 1.3) könnte es sich um ♂, bei den häufigen kleineren Stücken (1.1–1.2) könnte es sich um ♀ handeln, die auch in Dorsalansicht etwas stärker gebläht sind.

Beschreibung

Durch die bairdoppilate „Hilfs"-Zähnelung an den terminalen Teilen des Schloßrands läßt sich die Art sehr sicher der Gattung *Bairdoppilata* zuordnen. Die Endränder sind nicht gezähnelt. An den unteren Abschnitten der Endränder steht die Klappenwölbung der R über den Außenrand hervor, so daß dort das Übergreifen der größeren L am wenigsten auffällt. In der mäßig breiten verschmolzenen Zone ist vorn und hinten unten ein schmales Vestibulum ausgebildet. In Dorsalansicht sind die Endränder abgestutzt, das Vorderende ist dabei stumpfer als das Hinterende. Die größte Breite entspricht etwa der halben Länge (? ♀) oder ist kleiner als die halbe Länge (? ♂). Die größte Länge liegt unterhalb $^1/_3$ Höhe. Bis auf das fast glatte Mittelfeld sind die Klappen einheitlich dicht und feinpunktiert.

Beziehungen: Die abgestutzten Endränder in Dorsalansicht sind ein gutes Unterscheidungsmerkmal, um *B. kolobos* von anderen *B.*-Arten abzutrennen, so etwa von der untereozänen *B. jaswanti* SINGH & MISRA 1968 aus Rajasthan, die allerdings auch im Seitenumriß deutlich von der neuen Art abweicht. In ihrem feinen Grübchenmuster ist *B. kolobos* den neogenen Stücken aus Bohrungen auf dem Midway-Atoll zwar sehr ähnlich [siehe HOLDEN 1976; dort unter „*Bairdoppilata* sp. aff. *B. bradyi* (BOLD)"], aber auch bei dieser Art sind die Endränder in Dorsalansicht zugespitzt.

Vorkommen: Die Art ist im Mittel-Paläozän des Suiko-Seamount, Bhrgn. 433A und 433B allgemein recht häufig, ohne daß sich dabei innerhalb der Profilfolge irgendwelche Änderungen abzeichnen. Im Ober-Paläozän des Ojin-Seamount, Bhrg. 430A, konnte die Art nicht nachgewiesen werden, so daß sie in ihrem Vorkommen auf das Mittel-Paläozän beschränkt erscheint.

Paranesidea MADDOCKS 1969

Typus-Art: *P. fracticorallicola* MADDOCKS 1969

Paranesidea pumilio n. sp.

Taf. 1 Fig. 8–9, Taf. 2 Fig. 10–13

Name: Von pumilio (lat.) = der Zwerg (als substantivische Apposition in der Endung unveränderlich); in Anspielung auf die geringe Größe der Art.

Holotypus: ♀ G, Taf. 2 Fig. 13; SMF Xe 11983. – Locus typicus: Suiko-Seamount; Bhrg. 433B (DSDP Leg 55): Kern 3 (= 147.5–157 m unter Meeresboden); Kernstück 1: 6–8 cm; Pr. 101. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän, Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: Mehr als 600 Gehäuse und Klappen (aus 75 von insgesamt 79 Proben der Bhrgn. 433A und 433B; vorwiegend in Faunenzellen belegt: BSP) sowie 45 Gehäuse und 66 Klappen (aus Pr. 53, 60, 73, 90, 93, 95, 97, 101; SMF Xe 11984–11993).

Diagnose: Eine kleine, grobporige *Paranesidea*-Art mit annähernd elliptischem Umriß in Dorsalansicht, ohne deutlich abgesetzte Endränder. Ventralfläche rundlich abgeplattet.

Maße (Länge in mm): Bei gleicher Länge (0.70–0.80) sind ♂ durch ihre geringere Höhe von ♀ unterscheidbar und erscheinen dadurch gestreckter. Juvenile Stücke (bis zu 0.64) sind an ihrer sehr schmalen verschmolzenen Zone sicher erkennbar.

Beschreibung

Die relativ kleinen, aber dickschaligen Gehäuse sind im unteren Viertel am stärksten gewölbt; darunter ist die Rundung der Klappen zum Ventralverschluß abgeplattet. Endränder im unteren Abschnitt durch Außenleiste verstärkt; ein Klaffen der Gehäuse ist in diesem Bereich nur schwach angedeutet; die stumpfe Zähnelung beider Klappen ist nur sehr undeutlich erkennbar. Entsprechend dem breit ovalen Umriß in Dorsalansicht beträgt die größte Breite etwa $^6/_{10}$ der Länge. Das grobporige Grübchenmuster reicht bis dicht an die Endränder. Die Innenmerkmale sind gattungsgemäß entwickelt. Im unteren Abschnitt der mäßig breiten verschmolzenen Zone ist ein schmales Vestibulum ausgebildet. Die lateralen Porenkanäle münden seltener in, jedoch häufiger zwischen den einzelnen grobporigen Grübchen.

Beziehungen: Die wegen ihres geographisch benachbarten Vorkommens auf dem Midway-Atoll am ehesten vergleichbaren miozänen *Paranesidea-*, *Bairdoppilata-* und *Havanardia*-Arten (HOLDEN 1976) sind sämtlich größer und/oder in Dorsalansicht nicht so breit oval gewölbt sowie ventral weniger rundlich abgeplattet. *P. pumilio* ist von der im folgenden beschriebenen *P. hians* durch ihre geringere Größe, ihr grobporiges Grübchenmuster, ihre ventral nur wenig klaffenden Gehäuseenden und durch ihren nicht so stark geblähten Umriß in Dorsalansicht deutlich unterscheidbar.

Vorkommen: *p. pumilio* ist bisher nur aus den beiden Bhrgn. 433A und 433B vom Suiko-Seamount bekannt; sie ist dort

die bei weitem am häufigsten nachgewiesene Art überhaupt. – Entsprechend der ökologischen Bewertung rezenter *P.*-Arten durch MADDOCKS (1969: 41) handelt es sich dabei um kennzeichnende Flachwasser-Arten tropischer Gebiete, wo sie vorwiegend die Oberflächen von Algen, Schwämmen und Korallen besiedeln, jedoch die Gezeitenzone und Gebiete mit schwankendem Salzgehalt meiden.

Paranesidea hians n. sp.

Taf. 2 Fig. 14–17

Name: Von hians (lat.) = klaffend; nach dem in Ventralansicht deutlichen Klaffen der Gehäuse am Vorder- und Hinterende.

Holotypus: ♀ G, Taf. 2 Fig. 16; SMF Xe 11 994. – Locus typicus: Suiko-Seamount; Bhrg. 433A (DSDP Leg 55): Kern 9 (= 71.5–75.5 m unter Meeresboden); Kernstück 3: 90–92 cm; Pr. 53. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän, Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: Mehr als 300 Gehäuse und Klappen (aus 76 von insgesamt 79 Proben der Bhrgn. 433A und 433B; vorwiegend in Faunenzellen belegt: BSP) sowie 10 Gehäuse und 25 Klappen (aus Pr. 60, 83, 90, 93–95, 97: SMF Xe 11 995–12 002).

Diagnose: Eine mittelgroße *Paranesidea*-Art mit ventrad stark geblähten Klappen, mit größter Breite im unteren Viertel und entsprechend rundlich abgeplatteter Ventralfläche, mit deutlichem Grübchen-Muster im Mittelfeld sowie mit jeweils unten klaffenden Endrändern.

Maße (Länge in mm): In dem Längenspektrum der Art (0.88–0.97; nur adulte Stücke) sind ♀ und ♂ gleichermaßen erfaßt. Die selteneren ♂ lassen sich dabei nur durch ihre geringere Höhe und Breite von den ♀ unterscheiden. Juvenile Stücke (bis zu 0.80) sind durch ihre schmale verschmolzene Zone sicher erkennbar.

Beschreibung

Gehäuse dickschalig. Dorsalumriß hoch, gewölbt, Dorsalwinkel gut gerundet. Größte Länge im unteren Drittel. Klappen ventrad aufgebläht, in der größeren L stärker als in der R. Die L übergreift die R dorsal und in den oberen Abschnitten der Endränder; im Ventralbereich überlappt die L mit einer breiten Lippe den Saum der R. Im unteren Abschnitt der Endränder steht distal vom Saum eine schmale Außenleiste hervor, die etwas nach außen gewölbt ist, so daß an geschlossenen Gehäusen ein Klaffen vorgetäuscht wird. Die Außenleiste reicht in beiden Klappen von unterhalb der Mitte bis dicht vor die überhängenden Seitenflächen; sie ist jeweils mit einer Reihe stumpfer Zähnchen besetzt. Das dichte Grübchenmuster der Klappen ist im Mittelfeld grobporig; nach den Rändern zu werden die Grübchen feiner und flacher.

Gehäuse in Dorsalansicht gebläht oval, zu den Endrändern spitz zusammenlaufend. Die größte Breite beträgt etwa $^2/_3$ der Länge; sie liegt im unteren Viertel, darunter sind die Klappen zur Ventralseite hin rundlich abgeplattet.

Schloß, Narbenfeld und Randzonen sind gattungsgemäß entwickelt.

Beziehungen: Aus dem pazifischen Raum sind m. W. bisher keine ähnlich dickbauchigen Bairdien bekanntgeworden. Nur die untermiozäne *Neonesidea ? reefholensis* HOLDEN 1976 aus einer Bohrung im Midway-Atoll reicht in ihrem L/B-Verhältnis etwa an die doppelt so lange wie breite *P. hians* heran. Die Midway-Art ist jedoch insgesamt größer, glattschalig und unten ohne klaffende Endränder. Dieselben Unterscheidungsmerkmale gelten auch für die ebenfalls sehr dickbauchige *Alatanesidea pokornyi* COLIN & LAUVERJAT 1978 aus der portugiesischen Oberkreide. Diese Art ist jedoch in Seitenansicht nicht so hoch gewölbt; in Dorsalansicht ist sie rautenförmig.

Vorkommen: Die Art ist im Mittel-Paläozän des Suiko-Seamount, Bhrg. 433A und 433B, im allgemeinen recht häufig (siehe Material). Unter den wesentlich schlechter erhaltenen Ostracoden vom Ōjin-Seamount, Bhrg. 430A, befinden sich sehr vereinzelt ähnliche Formen mit dickbauchigem Gehäuse (Pr. 1, 15, 22), die aber nur mit cf. als zur Art gehörig bestimmt werden können, so daß die stratigraphische Reichweite der Art bis ins Ober-Paläozän dementsprechend unsicher ist.

Cytherocpina GRÜNDEL 1967

Cytheridae BAIRD 1850

Trachyleberidinae SYLVESTER-BRADLEY 1948

Occultocythereis HOWE 1951

Typus-Art: *O. delumbata* HOWE 1951

Bemerkungen

Bei der im folgenden beschriebenen Art liegen mir keine Einzelklappen vor. Innenmerkmale entziehen sich daher der Beobachtung, so daß sich die generische Zuordnung der Art nur auf den Umriß des Gehäuses und auf die Skulptur stützen kann. Ihrem äußeren Habitus entsprechend handelt es sich um eine Art, die Beziehungen zu verschiedenen Gattungen aufweist:

a) Sie hat große Ähnlichkeit mit *Occultocythereis* HOWE 1951 und ist wie diese ventralwärts im mittleren Gehäusedrittel mit einer mehr oder weniger deutlichen, etwas gebogenen Längsrippe ausgestattet. Eine ungleiche Entwicklung dieser Rippe bei ♂ L und ♂ R, die von TRIEBEL (1961) als kennzeichnendes äußeres Merkmal der Gattung *O.* dargestellt wurde, ist jedoch nicht feststellbar. Eine derartige Klappenasymmetrie wurde auch nicht bei alttertiären *O.*-Arten aus W-Pakistan bekannt (SIDDIQUI 1971), die dementsprechend und auch aufgrund ihrer unbekannten Innenmerkmale ebenso unsicher in ihrer generischen Beurteilung bleiben wie die pazifische Art. Im Gegensatz zu den W-europäischen *O.*-Arten fällt der Hinterrand bei der pazifischen Art nicht so steil ab, ihr Hinterende ist spitzer. Das Merkmal „spitzes Hinterende" ist wiederum gerade bei der N-amerikanischen Typus-Art *O. delumbata* sehr deutlich ausgeprägt, so daß sich damit für die *O.*-Bestimmung der pazifischen Art eine weitere Stütze ergibt.

b) Ähnlichkeiten bestehen außerdem zu *Isocythereis* TRIEBEL 1940, bei der jedoch im allgemeinen das Vorderende enger gerundet ist, des weiteren liegt bei *I.* der Augenknoten der L getrennt hinter der Vorderrandrippe. – Bei *Trachyleberidea* BOWEN 1953 (= *Spinicythereis* POKORNÝ 1964) und *Parvacythereis* GRÜNDEL 1973 geht die Vorderrandrippe zwar auch in einem Bogen in die Ventralrippe über, aber das kurze Rippenstück unterhalb der Mittelrippe fehlt.

Occultocythereis caesaris n. sp.

Taf. 3 Fig. 27–34

Name: Von Caesar (lat.) = Kaiser; nach dem Fundgebiet auf den Emperor Seamounts.

Holotypus: Siehe unter der Nominat-Unterart (dort auch die anderen Hinweise).

Diagnose: Eine nach ihrem äußeren Habitus am ehesten der Gattung *Occultocythereis* zugehörige Art mit folgenden Besonderheiten: Ventralwärts im mittleren Gehäusedrittel mit einer zierlichen, etwas gebogenen Längsrippe von gleicher Länge in beiden Klappen und in beiden Geschlechtern. Seitenflächen retikuliert. Nach der Art und Ausbildung der Mittelrippe und der Netzskulptur werden zwei Unterarten unterschieden:

Occultocythereis caesaris caesaris n. subsp.

Taf. 3 Fig. 30–34

1975 Common ostracode species of Site 308. – OERTLI, Appendix A (in: FERRER, Kōko Seamount): 806, Taf. 8, untere Bildreihe.

Holotypus: ♀G, Taf. 3 Fig. 31; SMF Xe 12003. – Locus typicus: Ōjin-Seamount; Bhrg. 430A (DSDP Leg 55): Kern 3, core catcher (zwischen 28,5 und 57 m unter Meeresboden); Pr. 18. – Stratum typicum: Ober-Paläozän, Zone der *Globorotalia pseudomenardii* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: 32 Gehäuse (einschließlich größere Bruchstücke) aus 11 Proben vom Ōjin-Seamount, Bhrg. 430A: Pr. 2, 11–14, 16, 19, 22 (19G; BSP 544–551); Pr. 1, 17, 18 (13G; SMF Xe 12004–12010).

Diagnose: Die Nominat-Unterart von *O. caesaris*, die ziemlich einheitlich mit einer feinmaschigen Netzskulptur überzogen ist sowie mit deutlicher, schräg verlaufender Mittelrippe, die von oben hinten über den subzentralen Muskelknoten hinweg nach vorn unten gerichtet ist.

Maße (Länge in mm): ♀, 0.53–0.58; ♂, 0.58–0.62. Bei etwa gleicher Höhe sind die ♂ deutlich gestreckter als die ♀ (♀, L: H = 2.2; ♂, L: H = 2.5).

Beschreibung

Gehäuse klein, schlank. Vorderende breit gerundet, unten in weitem Bogen in den schwach konkaven Ventralrand übergehend, oben über dem vorderen Dorsalwinkel gerundet auslaufend. Dorsalrand flach nach hinten geneigt, in der hinteren Hälfte durch die überstehende Dorsalrippe verdeckt. Hinterende zugespitzt, im oberen Abschnitt etwas konkav, im unteren Abschnitt in flachem und weitem Bogen in den Ventralrand übergehend. Größte Länge in der mittleren Höhe (♀) oder dicht darunter (♂). Seitenflächen berippt und zwischen den Rippen fein skulptiert. Dorsalrippe dicht vor dem hinteren Dorsalwinkel senkrecht nach unten abgewinkelt und in $^2/_3$ Höhe ebenso wieder in die Mittelrippe umbiegend. Mittelrippe schräg nach vorn unten verlaufend, über den schwach hervortretenden Muskelknoten hinweg und bis dicht hinter die periphere Vorderrandrippe heranreichend. Vorderrandrippe kräftig, randparallel, zieht über den flachen Augenhügel hinweg und geht über in eine niedrige Dorsalleiste, die der entsprechenden Dorsalleiste in der Gegenklappe in einer geraden Linie gegenübersteht. Ebenso wie vorn wird auch hinten der Rand von einer peripheren Rippe umsäumt, die besonders im unteren Abschnitt deutlich hervortritt, ventralwärts zur Mitte hin etwas verflacht und erst in der vorderen Ventralhälfte wieder stärker hervortritt, wo sie übergangslos mit der Vorderrandrippe verschmilzt. Im mittleren Gehäusedrittel unterhalb der Mittelrippe bildet ein kurzes Rippenstück eine bauchige Kante gegen den darunter liegenden Teil der Seitenfläche. Seitenfläche unterhalb der Mittelrippe sehr feinmaschig skulptiert; Netzskulptur unmittelbar darüber etwas gröber, unterhalb der Dorsalrippe und entlang der Vorderrandrippe weitmaschig, mit feiner Sekundär-Felderung.

Umriß in Dorsalansicht schlank; beide Enden gegen die flache Wölbung der Seitenflächen deutlich abgesetzt, breit wulstig hervorstehend. Von der Vorderrandrippe und vom unteren Abschnitt der Hinterrandrippe verlaufen kurze Querleistchen zu den Endrändern. Diese Querleistchen können kantig über die Endränder hinaus hervorstehen und erwecken dann den Eindruck einer Zähnelung.

Die Innenmerkmale sind nicht bekannt, weil nur geschlossene Gehäuse vorliegen.

Beziehungen: Die W-europäischen *O.*-Arten haben fast ausnahmslos glatte Intercostalfelder; die Hinterenden sind bei den meisten dieser Arten wesentlich stumpfer. Unter den indischen und pakistanischen *O.*-Arten befinden sich einige mit deutlicher Netzskulptur (SIDDIQUI 1971, KHOSLA 1972), ansonsten weichen sie aber im Umriß und in der Berippung von der Pazifik-Art ab. Die N-amerikanische Typus-Art weist hinter der Vorderrandrippe zwar eine Reihe von Netzmaschen auf, ihr Hinterende ist aber besonders in Dorsalansicht sehr deutlich zugespitzt.

Vorkommen: Aus der guten morphologischen Übereinstimmung mit den von OERTLI (in FERRER 1975: Taf. 8, untere Bildreihe) abgebildeten Ostracoden ergeben sich gute Hinweise dafür, daß die Art außer im Ober-Paläozän des Ōjin-Seamount auch noch im Unter-Eozän des Kōko-Seamount vorkommt. Nach dem stratigraphischen Befund handelt es sich bei der Nominat-Unterart um einen zeitlichen Nachfahren der im folgenden beschriebenen mittel-paläozänen Unterart vom Suiko-Seamount.

Occultocythereis caesaris suikoensis n. subsp.
Taf. 3 Fig. 27–29

Name: Nach dem Fundpunkt in einer Bohrung auf dem Suiko-Seamount.

Holotypus: ♀G, Taf. 3 Fig. 28; SMF Xe 12011. – Locus typicus: Suiko-Seamount; Bhrg. 433A (DSDP Leg 55): Kern 14 (= 109.5–119 m unter Meeresboden); Kernstück 1: 46–48 cm; Pr. 82. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän, Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach Hagn & Butt & Malz 1980: 330).

Paratypoide: 3 Gehäuse aus 3 Proben vom Suiko-Seamount, Bhrg. 433A: Pr. 64, 75 (2G; SMF Xe 12012–12013); Pr. 83 (1G; BSP 552).

Diagnose: Eine Unterart von *O. caesaris* mit peripher weitmaschiger Netzskulptur, die zur Mitte hin feinmaschiger wird. Mittelrippe kaum entwickelt oder durch reihenförmig angeordnetes Grübchenmuster nur angedeutet.

Maße (Länge in mm): Nach den wenigen Gehäusen zu urteilen, ist Geschlechtsdimorphismus in der unterschiedlichen Länge von ♀ (≈ 0.50) und ♂ (≈ 0.58) deutlich erkennbar.

Beschreibung

In Umriß und Skulptur der Nominat-Unterart sehr ähnlich, nur geringfügig kleiner. Berippung insgesamt etwas schwächer als bei der Nominat-Unterart, im Verlauf jedoch etwa gleichartig. Vorderrandrippe etwas vom Rand nach hinten versetzt, so daß die Querleistchen zum Vorderrand deutlicher hervortreten, ebenso wie im unteren Abschnitt des Hinterendes. Eine Mittelrippe ist durch die reihenförmige Anordnung der feingrubigen Netzmaschen in diesem Bereich nur schwach angedeutet, ebenso wie das kurze Rippenstück darunter, das keine sehr scharfe Kante bildet. Netzskulptur in der hinteren Klappenhälfte einheitlich sehr feinmaschig, in der Nähe des subzentralen, flachen Muskelknotens etwas gröber, entlang der umsäumenden Randrippen deutlich weitmaschig.

Beziehungen: Außer der großen Ähnlichkeit mit der Nominat-Unterart sind keine engeren Beziehungen zu anderen Arten erkennbar.

Vorkommen: Der sehr seltene Nachweis der Unterart (in 4 von 66 Proben) in der 110 m mächtigen, einheitlichen Gesteinsfolge von Riffsanden in der Bhrg. 433 A auf dem Suiko-Seamount legt den Schluß nahe, daß ihr eigentlicher Biotop nicht mit dem unmittelbaren Ablagerungsraum dieser mittelpaläozänen Schichtfolge zusammenfällt. Weil es auch aus den beiden anderen Bohrungen 433B und 433C keinen Beleg gibt, erlangt dieser Schluß dadurch zwar keine Beweiskraft, gewinnt aber an Wahrscheinlichkeit. – Aus dem stratigraphischen Befund und der morphologischen Ähnlichkeit ergibt sich der Hinweis, daß es sich bei *O. caesaris suikoensis* um einen zeitlichen (phylogenetischen) Vorläufer der Nominat-Unterart handelt.

Hemicytherinae Puri 1953
Hermanites Puri 1955[1]

Typus-Art: *Hermania reticulata* Puri 1954.

Bemerkungen

Die zum gegenwärtigen Zeitpunkt noch allgemein herrschende Unklarheit über den taxonomischen Umfang der Gattung *H.* beruht in erster Linie auf der Unkenntnis der Innenmerkmale der miozänen Typus-Art aus Florida. Es verwundert deshalb nicht, daß der Gattungsname weltweit ein Sammelbegriff für viele äußerlich ähnliche tertiäre Arten darstellt, in den darüber hinaus auch vereinzelt kretazische sowie mehrere rezente Arten einbezogen sind: Während im Treatise (1961: Q 338) die stratigraphische Reichweite der Gattung noch einschränkend mit „Eocene – Miocene" angegeben ist, beansprucht sie nach van Morkhoven (1963: 202) und nach Hartmann (1975: 736) bereits den Zeitraum von „Kreide (Senon) – rezent".

Einige dieser ehemaligen „*Hermanites*"-Arten werden zwar inzwischen anderen Gattungen zugewiesen (so etwa der Gattung *Coquimba* Ohmert 1968), andere wiederum stellen sogar die Typus-Arten von anderen generischen oder subgenerischen Taxa dar, wie etwa von *Hammatocythere* Keen 1972 oder von *Cletocythereis (Grinioneis)* Liebau 1975 (siehe Malz 1980: Taf. 3 Fig. 17–19 sowie diese Arbeit: Taf. 7 Fig. 84–86).

Die meisten der *Hermanites* zugeordneten Arten sind aber auch weiterhin in dieser „Sammelgattung" zusammengeschlossen, sehr wohl wegen mangelnder Kenntnis von genügend morphologischen Unterscheidungskriterien gegenüber der Typus-Art, wie es gleichermaßen der Fall ist bei den im folgenden beschriebenen „*Hermanites*"-Arten.

Die „*Hermanites*"-Arten aus dem Paläozän der Emperor Seamounts haben sehr viele auffällige Merkmale, in denen sie sowohl unter sich als auch mit der Typus-Art weitgehend übereinstimmen: Augenknoten, ventrale Grenzleiste, abgeplattete Ventralfläche, deutliche Vorderrandrippe, mehr oder weniger kräftig ausgeprägte Dorsalrippe, Knötchenreihe entlang der Endränder und – soweit beobachtbar – amphidontes Schloß. Eine Aufteilung dieser Arten-Gruppe auf verschiedene „Skulptur"-Gattungen würde daher jegliche Systematik nur noch mehr „verkomplizieren". Ohne die genaue Kenntnis aller Innenmerkmale (Bau der verschmolzenen Zone und des Schlosses sowie Anzahl und Anordnung der marginalen Porenkanäle und der Muskelnarben) wird mit der im folgenden

[1] Wie alle Gattungsnamen auf die Endung *ites* (IRZN, Art. 30, 34), so erfordert auch *Hermanites* eine Anpassung der Endungen von Artnamen, die von Adjektiven abgeleitet sind, an das männliche Geschlecht des Gattungsnamens; dementsprechend: *H. reticulatus, H. alatus, H. firmus, H. fungosus, H. foveatus.* – Die genannten Artnamen beziehen sich sämtlich auf valide Taxa, die in der Verbindung mit *Hermanites* aufgestellt wurden, dort aber bisher mit der weiblichen *a*-Endung in Gebrauch sind.

gegebenen „*Hermanites*“-Bestimmung nicht mehr in die Taxonomie „hineingelesen“, als von den äußeren Merkmalen her für eine Formgattung vertretbar erscheint.

Das „Dunkelfeld“ um die Gattung *Hermanites* kommt auch bei ihrer supragenerischen Zuordnung klar zum Ausdruck, weil sie zwischen den Hemicytherinae (Puri 1954, Liebau 1975), den Thaerocytherinae (Hazel 1967, Hartmann & Puri 1974) sowie den Trachyleberidinae (Keij 1957) und der ihr nahestehenden *Costa*-Gruppe (Hartmann 1975) hin- und herpendelt. Diese Ungewißheit beruht allerdings nicht nur auf der mangelnden Kenntnis vom Umfang der Gattung *Hermanites*, sondern ist teilweise auch bedingt durch die noch weithin unklare Fassung und den noch umstrittenen Umfang der verschiedenen supragenerischen Taxa sowie deren noch unsichere Abgrenzung gegeneinander. Die hier vertretene Zuordnung zu den Hemicytherinae stützt sich auf das Verschlußsystem von L und R in den terminalen und ventralen Klappenbereichen (Malz 1980: 386).

„*Hermanites*“ *paenlevis* n. sp.

Taf. 3 Fig. 38–40, Taf. 4 Fig. 41–42

?1975 Common ostracode species of Site 308. – Oertli, Appendix A (in: Ferrer, Köko Seamount: 806, Taf. 7, Bild links unten).

v 1980 Suiko species O (peripheral rib surrounding smooth median part). – Hagn & Butt & Malz, Init. Rep., **55**: 346, Taf. 7 Fig. 4–6.

Name: Zusammengesetzt aus paene (lat.) = fast, und levis (lat.) = glatt; nach den fast glatten Seitenflächen.

Holotypus: G, Taf. 4 Fig. 42; SMF Xe 12014. – Locus typicus: Suiko-Seamount, Bhrg. 433A (DSDP Leg 55): Kern 14 (109.5–119 m unter Meeresboden); Kernstück 1: 54–56 cm; Pr. 83. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän, Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach Hagn & Butt & Malz 1980: 330).

Paratypoide: 27 Gehäuse vom Suiko-Seamount (433A und 433B) aus den Proben Pr. 23, 64, 67, 75, 76, 85, 91, 100 (15G: BSP 553–560) sowie aus Pr. 66, 67, 72–74, 82, 83, 89, 97 (12G: SMF Xe 12015–12024).

Diagnose: Eine mittelgroße „*Hermanites*“-Art mit deutlichem Schloßohr. Die Seitenflächen werden von peripheren Randrippen umsäumt und sind ansonsten fast glatt, bis auf kurze radialstrahlige Rippenstücke am Vorderende sowie eine zarte Felderung im hinteren Gehäuseviertel.

Maße (Länge in mm): Das Längenspektrum der Art liegt so dicht zusammen (1G: 0.62; 27G: 0.65–0.71), daß sich daraus kein deutlicher Hinweis auf Sexualdimorphismus ergibt. Einige der größeren Stücke (0.68–0.71) sind geringfügig niedriger und wirken dadurch etwas gestreckter (Taf. 3 Fig. 38); vermutlich handelt es sich dabei um ♂.

Beschreibung

Die größere L überlappt die R besonders im Bereich des Schloßohrs und entlang dem oberen Abschnitt des Hinterendes. Größte Länge unterhalb der Mittellinie. Vorderende hoch, breit und etwas schief gerundet; es wird von einer randparallelen Rippe umsäumt, an deren oberem Ende ein deutlicher Augenknoten liegt, unten geht sie gerundet in eine schmale Ventralleiste über. Oberhalb der Ventralleiste verläuft eine ventrade Grenzleiste, die kufenartig hervorsteht, vorn dicht an die Vorderrandrippe heranreicht und im hinteren Gehäuseviertel ausläuft. Der Dorsalrand wird von einer konvexen Dorsalrippe verdeckt; sie beginnt in etwa halber Höhe zwischen dem Schloßohr und dem subzentralen Schließmuskelhöcker; am hinteren Schloßwinkel spaltet sie auf in zwei Äste, von denen der eine in die randparallele Hinterrandrippe übergeht, der andere mehr oder weniger senkrecht nach unten abbiegt. Im Mittelfeld sind die Seitenflächen glatt, nur hinter der Vorderrandrippe sind bis zu 6 kurze radialstrahlige Rippenstücke deutlich, desgleichen eine zarte Felderung im hinteren Gehäuseviertel.

In Dorsalansicht größte Breite im hinteren Drittel, im Bereich der dort am weitesten auseinanderstehenden ventraden Grenzleisten (Taf. 3 Fig. 39). Der subzentrale Schließmuskelhöcker tritt deutlich hervor, in Dorsal- und Ventralansicht überdeckt er die pfeilförmig nach vorn konvergierenden Ventralkufen. Die beiden Enden stehen über die Wölbung der Seitenflächen hervor. Die eigentlichen Endränder liegen auf den Innenflächen der Klappen; sie werden durch den distal überstehenden Saum verdeckt, der den gesamten freien Schalenrand umsäumt. Unmittelbar benachbart zur Kontaktlinie der beiden Klappen und parallel zu ihr ist vorn eine Reihe kleiner Knötchen, hinten eine Reihe größerer Knötchen vorhanden. Die Knötchenreihen sind vorn von der gefurchten Vorderrandrippe abgesetzt, hinten sind sie in die Wölbung der Hinterrandrippe einbezogen.

Die Innenmerkmale sind nicht bekannt; es liegen nur geschlossene Gehäuse vor.

Beziehungen: Bei den meisten *H.*-Arten geht die Rundung des Vorderendes gleichmäßig in den geraden Dorsalrand über, ohne daß ein so deutliches Schloßohr unter Einbeziehung des Augenknotens ausgebildet ist. Da sich aber auch die im folgenden beschriebenen Arten durch dieses Merkmal auszeichnen, werden sie in gleicher Weise als „*H.*“-Arten aufgefaßt. Ihre subgenerische Abtrennung kann anhand des vorliegenden Materials noch nicht sicher begründet werden, weil dazu die Innenmerkmale nicht oder zu unvollständig bekannt sind. Aus dem Schrifttum liegen aber verschiedentlich Hinweise auf einige ähnliche Arten vor, die dann meist als fragliche *Hermanites*-Arten dargestellt wurden, wie etwa *H.? huantraicoensis* Bertels 1969 oder *H.? rhomboideus* Tambareau 1972. Die argentinische Tertiär-Art aus der Roca Formation, „Daniano inferior“, der Provinz Neuquen in N-Patagonien hat jedoch einen gedrungeneren Seitenumriß, ein stumpferes Hinterende und retikulierte Seitenflächen, ebenso wie die großwüchsige französische Art aus dem Thanet der nördlichen Pyrenäen-Vorsenke.

Vorkommen: Die Art kommt in den beiden Profilabschnitten vom Suiko-Seamount nur selten vor (Bhrg. 433A: in 13 von 66 Proben; Bhrg. 433B: in 4 von 13 Proben), zudem meist nur in

Einzelstücken; lediglich in 2 Proben (Pr. 75, 85) sind je 4 Gehäuse enthalten. In der Verteilung der Art über die beiden Profilstrecken fällt auf, daß sie in 433A nur in einer Probe (Pr. 23) oberhalb 75.5 m nachgewiesen ist, so daß sich darin ein allmähliches Verschwinden abzeichnen könnte. – Das von OERTLI (1975: Taf. 7 Bild links unten) aus dem Unter-Eozän des Köko-Seamount abgebildete Gehäuse (siehe auch Synonym-Liste) hat zwar eine sehr große Ähnlichkeit mit der hier beschriebenen Art, das genannte Stück hat aber kein hervortretendes Schloßohr und seine Dorsalrippe beginnt erst in halber Gehäuselänge. Ob und inwieweit es sich bei dem Köko-Gehäuse um einen zeitlich weiterentwickelten Nachfahren der Suiko-Art handelt, kann deshalb nur eine Vermutung darstellen.

„*Hermanites*" *repatsudi* n. sp.

Taf. 4 Fig. 43–46

v 1980 Suiko species B (reticulate pattern subdivided by dense polymeshed network). – HAGN & BUTT & MALZ, Init. Rep., **55:** 346, Taf. 7 Fig. 7–8.

Name: Willkürliche Wortbildung aus Silben, die einer Kurzdiagnose entnommen sind (siehe oben: re..., pat..., su..., di...); in der Endung unveränderlich.

Holotypus: G, Taf. 4 Fig. 45; SMF Xe 12025. – Locus typicus: Suiko-Seamount, Bhrg. 433B (DSDP Leg 55): Kern 1 (128.5–138 m unter Meeresboden), Kernstück 7: 10–13 cm; Pr. 100. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän; Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: 36 Gehäuse und Klappen vom Suiko-Seamount (433A und 433B) aus den Proben Pr. 60, 72, 73, 76, 85, 93–95, 97 (17G, 1 juv. R: BSP 561–569) sowie aus Pr. 68–70, 82–84, 101 (17G, 1 zerbr. L: SMF Xe 12026–12032). – Weitere Einzelstücke befinden sich in Faunenzellen (Pr. 35, 37, 41, 48, 63); sie sind nicht katalogisiert.

Diagnose: Eine kleine „*Hermanites*"-Art, deren Netzskulptur durch kleine Querstege kleeblattartig unterteilt ist.

Maße (Länge in mm): Das Längenspektrum der adulten Stücke aus allen Proben (siehe unter Paratypoide) liegt zwischen 0.57 und 0.65. Der obere und der untere Wert stammen dabei jeweils von Einzelstücken; die meisten Werte liegen bei 0.62. Geschlechtsdimorphismus konnte nicht sicher festgestellt werden (siehe auch unter Beziehungen); einwandfrei juvenile Stücke sind nur 0.47 lang.

Beschreibung

Umriß in Seitenansicht *paenlevis*-artig; Gehäuse jedoch insgesamt etwas kleiner und etwas niedriger. Seitenflächen ebenfalls von peripheren Randrippen umsäumt. Vorderrandrippe gefurcht und quergefeldert; entlang der vorderen Kontaktlinie in beiden Klappen dicht mit einer Reihe kleiner Knötchen besetzt. Die Dorsalrippe beginnt dicht hinter dem Schloßohr auf der Seitenfläche, ragt in einem konvexen Bogen über den Dorsalrand hervor und verläuft gerade gestreckt schräg nach hinten, wo sie in die Hinterrandrippe abgewinkelt ist. Vor dem hinteren Schloßwinkel zweigt ein kurzer Ast der Dorsalrippe schräg nach vorn unten ab und kann durch einen Quersteg mit der ventraden Grenzleiste verbunden sein. Vom subzentralen Muskelknoten aus sind 3 deutlich hervortretende Längsrippen radialstrahlig zur Vorderrandrippe gerichtet und durch kleine Querleistchen zu einem Netz aufgefeldert. Die anderen Teile der Seiten- und Ventralflächen sind – bis auf die peripheren Rippen und die ventrade Grenzleiste – ziemlich einheitlich von einem polygonalen Maschenwerk überzogen. Die einzelnen Maschen der Netzskulptur auf den Seitenflächen sind durch kleine Leistchen, die nicht miteinander verbunden sind, kleeblattartig aufgeteilt.

Die Randzonen und das Schloß konnten nur an sehr seltenen Einzelstücken beobachtet werden; dabei wurden keine Unterschiede gegenüber dem *promido*-Schloß und den -Randzonen festgestellt.

Die Anzahl der Muskelnarben sowie ihre Lage zueinander konnten nicht ermittelt werden, weil die Schließmuskelhöcker in jedem Einzelfall durch Sediment verkrustet sind.

Beziehungen: Durch ihr deutlich hervortretendes Schloßohr hat „*H.*" *repatsudi* sehr große Ähnlichkeit mit den beiden anderen vom Suiko-Seamount beschriebenen Arten „*H.*" *paenlevis* und „*H.*" *promido*, von denen sie aber durch ihre Kleeblatt-Skulptur gut unterscheidbar ist. Besonders das gemeinsame Merkmal „Schloßohr" läßt aber auch wiederum diese ganze Arten-Gruppe zusammenfassen und sie dadurch anderen *H.*-Arten mit geradem Dorsalumriß gegenüberstellen. Ob und inwieweit eine derartige Merkmalsgruppierung eine endemische Entwicklung im pazifischen Raum widerspiegelt, läßt sich zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht sicher entscheiden. Die Annahme von Endemismen soll jedoch keinesfalls darüber hinwegtäuschen, daß darüber hinaus auch „*H.*"-Arten ohne Schloßohr in den 3 Pazifik-Profilen vom Suiko-, Ōjin- und Nintoku-Seamount vorkommen. Am Suiko-Seamount sind solche Stücke sehr selten; die beiden einzigen Gehäuse von dort (Taf. 4 Fig. 47, 48) weisen zwar eine weitgehende Ähnlichkeit mit „*H.*" *repatsudi* auf, aber ihr gestreckter Dorsalrand und ihre gewinkelte Dorsalrippe machen sie doch recht deutlich von „*H.*" *repatsudi* unterscheidbar. Allerdings können dabei auch geschlechtsdimorphe Unterschiede nicht ganz ausgeschlossen werden, so daß diese beiden größeren Stücke gesondert als „*H.*" cf. *repatsudi* (? ♂) dargestellt sind. Am Ōjin-Seamount sind derartige Stücke zwar wesentlich häufiger in den einzelnen Proben enthalten (Taf. 5 Fig. 54), aber meist erschwert deren schlechte Erhaltung einen exakten Vergleich (deshalb cf.-Bestimmungen). Am Nintoku-Seamount sind die sehr seltenen Stücke außerdem noch schlecht und nur wie gefrittet erhalten, so daß keine sicheren Bestimmungen möglich sind.

Vorkommen: Am Suiko-Seamount (Bhrg. 433A und 433B) kommt die Art nur in einer Probe häufiger vor (433B: Pr. 101); in allen anderen Proben ist sie selten bis sehr selten. Ihr Nachweis in 433B erstreckt sich auf knapp die Hälfte aller Proben (6 von 13 Proben); in 433A ist ihr Vorkommen im unteren Abschnitt ab 75.5 m in gut einem Drittel aller Proben belegt (in 12 von 30 Proben), darüber nur sporadisch (in 4 von 36 Proben). – Der Nachweis der Art im Ober-Paläozän des Ōjin-Seamount und im ? Unter-Eozän des Nintoku-Seamount ist durch die cf.-Bestimmungen (siehe unter Beziehungen) nicht gesichert.

„*Hermanites*“ *promido* n. sp.

Taf. 4 Fig. 49–52, Taf. 5 Fig. 53

v 1980 Suiko species H (protruding mid-dorsal rib). – HAGN & BUTT & MALZ, Init. Rep., **55:** 346, Taf. 7 Fig. 1–3.

Name: Willkürliche Wortbildung aus Silben, die einer Kurzdiagnose entnommen sind (siehe oben: pro..., mi..., do...); in der Endung unveränderlich.

Holotypus: ♀ G, Taf. 4 Fig. 52; SMF Xe 12036. – Locus typicus: Suiko-Seamount, Bhrg. 433B (DSDP Leg 55): Kern 3 (147.5–157 m unter Meeresboden), Kernstück 1: 6–8 cm; Pr. 101. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän; Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: Mehr als 50 Gehäuse und Klappen vom Suiko-Seamount (433A und 433B) aus den Proben Pr. 61, 74, 76, 82, 90, 91, 93–95, 100 (22 G, 4 L, 1 R: BSP 570–579) sowie aus Pr. 68, 69, 72, 73, 75, 83, 85, 86, 89, 97, 101 (20 G, 5 L, 3 R: SMF Xe 12037–12049). – Weitere Einzelstücke befinden sich in Faunenzellen; sie sind nicht katalogisiert.

Diagnose: Eine kleine „*Hermanites*“-Art, bei der eine kurze Dorsalrippe gratartig über den Dorsalumriß hervorsteht. Netzskulptur unregelmäßig schlitzförmig.

Maße (Länge in mm): Das Längenspektrum der Art wurde an den häufigen Stücken aus zwei Proben ermittelt (Pr. 90, 101). Die dabei gemessenen Werte von 0.58–0.63 liegen so dicht beieinander, daß damit vermutlich nur die häufigeren ♀ erfaßt wurden. Einzelstücke aus anderen Proben erreichen darüber hinaus eine Länge von 0.65–0.68. Bei gleicher Höhe und nur wenig größerer Länge können die größten Stücke davon als ♂ aufgefaßt werden.

Beschreibung

Umriß in Seitenansicht *paenlevis*-ähnlich, mit ebenfalls hohem, aber enger gerundetem Vorderende und steilerem Hinterende. Skulptur mit meist länglichen, schlitzförmigen Netzmaschen und breiten, flachen Netzleisten. Eine kurze Dorsalleiste steht gratartig über den mittleren Dorsalabschnitt hervor (Taf. 4 Fig. 50–52); im Bereich des hinteren Dorsalwinkels mit kräftig aufgewölbter Skulpturleiste (Taf. 4 Fig. 49). Größte Breite im hinteren Gehäusedrittel, dicht vor dem hinteren Ende der ventralen Grenzleiste, die in Ventralansicht kufenförmig von der Seitenfläche absteht. Die beiderseitigen Grenzleisten bilden die äußere Umrandung einer pfeilförmig nach vorn weisenden, abgeplatteten Ventralfläche.

Schloß amphidont (Taf. 5 Fig. 53a, b). In der R vorn mit kräftigem, konischem Zahn, der mit seinem halbmondförmigen Sockel eine breite, runde Zahngrube gegen das Klappeninnere abschließt. An die tiefe Zahngrube schließt sich an eine flache, nur undeutlich krenulierte Furche, die hinten von einem ovalen, keilförmigen Zahn abgeschlossen wird. Dieser Zahn ist nach unten innen nierenförmig eingebuchtet. In diese Einbuchtung greift ein kleiner, stiftförmiger Sockel der L; er steht aus der hinteren Zahngrube der L hervor und schließt sie gegen das Klappeninnere ab. Die anderen Schloßelemente der L entsprechen denen der R in ihren Gegenstücken.

Innenrand und Verwachsungslinie fallen zusammen. Die verschmolzene Zone ist mäßig breit; vorn breiter als hinten. In den dickschaligen, opaken Klappen sind die marginalen Porenkanäle nur schwer erkennbar. Bei Durchlichtbetrachtung wurden vorn 12–15, hinten bis zu 5 gerade, unverzweigte Porenkanäle ermittelt. Ein deutlicher Saum umzieht den freien Schalenrand (Taf. 5 Fig. 53a, b) entlang der Endränder und entlang dem hinteren unteren Ventralabschnitt. Diese äußere Randleiste verdeckt die äußere Lippe des Schalenrandes bei Außenansicht; ihr sitzt von außen auf die Reihe kleiner Knötchen entlang der Endränder. Am Hinterende ist diese Knötchenreihe in die Wölbung der Hinterrandrippe einbezogen, am Vorderende ist sie von der zweifach längsgefurchten Vorderrandrippe getrennt.

Das zentrale Narbenfeld liegt in der kuppigen Wölbung des subzentralen Schließmuskelhöckers; es besteht aus 4 länglichen, von hinten unten nach vorn oben schräg übereinanderliegenden Narben (Taf. 5 Fig. 53c). Die frontalen Narben konnten nicht sicher beobachtet werden.

Beziehungen: Mit ihrer schlitzförmigen Netzskulptur erinnert „*H.*“ *promido* zwar entfernt an die oligozäne *H. fungosus* BUTLER 1963 aus dem N-amerikanischen Golfküste-Areal, durch ihre im mittleren Dorsalabschnitt gratartig hervorstehende, kurze Dorsalrippe läßt sie sich jedoch von dieser jüngeren Art, wie auch von anderen *H.*-Arten, deutlich unterscheiden.

Vorkommen: Am Suiko-Seamount (Bhrg. 433A und 433B) kommt die Art nur in zwei Proben häufig vor (Pr. 90, 101; beide aus Bhrg. 433B); in anderen Proben ist sie selten, meist jedoch sehr selten. Ihr Vorkommen in 433B ist beinahe lückenlos belegt (in 10 von 13 Proben). In 433A ist es überwiegend auf den tieferen Abschnitt ab 75.5 m konzentriert (in 17 von 30 Proben); hingegen ist es im Abschnitt darüber sehr vereinzelt (in 2 von 36 Proben). Außer in den mittel-paläozänen Profilen vom Suiko-Seamount ist die Art auch noch selten, aber in fast allen Proben aus dem Ober-Paläozän des Ōjin-Seamount (Bhrg. 430A) enthalten (Material in Faunenzellen), desgleichen, allerdings sehr selten (1 G), im ? Unter-Eozän des Nintoku-Seamount (Bhrg. 432).

„*Hermanites*“ *corrugans* n. sp.

Taf. 5 Fig. 55–60

v 1980 Suiko species W (corrugate surface ornament). – HAGN & BUTT & MALZ, Init. Rep., **55:** 346, Taf. 7 Fig. 11–12.

Name: In Anlehnung an corrugatus (lat.) = runzelig; nach der Runzelskulptur. Die Partizip-Endung ...*ans* wird hier bevorzugt, weil sie vom grammatikalischen Geschlecht des Gattungsnamens unabhängig ist, so daß auch bei einer anderen generischen Zuordnung der Artnamen unverändert beibehalten wird.

Holotypus: ♂ G, Taf. 5 Fig. 60; SMF Xe 12050. – Locus typicus: Suiko-Seamount, Bhrg. 433B (DSDP Leg 55): Kern 3 (147.5–157 m unter Meeresboden), Kernstück 1: 6–8 cm; Pr. 101. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän; Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: 15 Gehäuse und Klappen vom Suiko-Seamount (433A und 433B) aus den Proben Pr. 35, 82, 83, 97, 100 (3 G, 1 juv. G, 3 R: BSM 580–584) sowie aus Pr. 23, 32, 65, 68, 90, 94, 95, 101 (6 G, 1 L, 1 juv. L: SMF Xe 12051–12058).

Diagnose: Eine mittelgroße „*Hermanites*“-Art mit kräftiger, wulstiger Runzelskulptur sowie mit kräftiger,

rundlicher Vorderrandrippe, ebensolcher Dorsalrippe und mit deutlicher ventrader Grenzleiste.

Maße (Länge in mm): Anhand der wenigen Stücke läßt sich das gesamte Längenspektrum der Art zwar nur recht unvollständig ermitteln, aber aus einigen sehr deutlichen Unterschieden in der Länge ergeben sich dennoch gute Hinweise auf einen ausgeprägten Sexualdimorphismus (vgl. Taf. 5 Fig. 56, 58 mit Taf. 5 Fig. 59, 60). Die für die gedrungeneren ♀ und für die gestreckteren ♂ gemessenen Einzelwerte liegen zwischen 0.70–0.76 (♀) und 0.80–0.85 (♂). Für juvenile Stücke wurden Werte zwischen 0.63–0.70 gemessen.

Beschreibung

Die gestreckte Gehäuseform der ♂ mit ihrem ziemlich spitz ausgezogenen Hinterende steht der gedrungenen ♀-Form deutlich gegenüber. Das Vorderende beider Klappen wird von einer kräftigen, runden Rippe umsäumt, die bis dicht vor den Augenknoten reicht. Unterhalb des Augenknotens entspringt eine zweite randparallele Rippe, die vorn unten mit der Vorderrandrippe verschmilzt. Die ventrade Grenzleiste steht deutlich hervor, sie grenzt die abgeplattete Ventralfläche gegen die gewölbte Seitenfläche ab. Von der kräftigen, wulstigen Runzelskulptur der Seitenflächen hebt sich die markante Dorsalrippe ab, die in Höhe des subzentralen Muskelknotens entspringt, in weitem Bogen über den Schloßrand hervorsteht und am hinteren Schloßwinkel gegabelt ist. Besonders in Dorsalansicht wird deutlich (Taf. 5 Fig. 58), wie sich ein Gabelast entlang dem Hinterende hinzieht, der andere in weitem, nach vorn gekrümmtem Bogen in der Runzelskulptur ausläuft. Runzelskulptur teils knotig, wulstig, teils gestreckt oder gebogen, jedoch nur an wenigen Stellen zu einem Feld von Maschen geschlossen.

Innenmerkmale nur an wenigen Stücken und auch dort nur unvollständig beobachtbar. Verschmolzene Zone mäßig breit. Marginale Porenkanäle einfach, gerade, vorn 24–26, hinten 10; in ihrer Anzahl den Knötchen entlang der Endränder entsprechend und im unteren Abschnitt dichter nebeneinander liegend als oben. Schloß amphidont. Mittelschloßfurche der R fein gekerbt. Hintere Zahngrube der L durch hervorstehenden Sockel nach unten innen abgeschlossen. – Muskelfeld durch Sediment verdeckt, teilweise auch durch kleine Kalzitkristalle verkrustet.

Beziehungen: Vom Gesamthabitus her ist „*H.*" *corrugans* den anderen „*H.*"-Arten von den Emperor Seamounts zwar sehr ähnlich, läßt sich von diesen aber stets sicher durch ihre kräftige Runzelskulptur unterscheiden.

Vorkommen: Die Art kommt in den beiden Profilabschnitten vom Suiko-Seamount nur sehr vereinzelt vor (433A: in 9 von 66 Proben; 433B: in 5 von 13 Proben). Sie ist aber sowohl aus den höchsten als auch aus den tiefsten Lagen nachgewiesen, so daß ihre Lebensdauer für den gesamten Ablagerungszeitraum belegt ist. Ihr seltenes Vorkommen läßt sie wie einen „Irrläufer" in den beiden Suiko-Profilen erscheinen. – In den Proben vom Ōjin- und Nintoku-Seamount wurde die Art nicht nachgewiesen.

„*Hermanites*" *incognitus* n. sp.

Taf. 5 Fig. 61–65

Name: Von incognitus (lat.) = unbekannt; nach dem noch unbekannten Sexualdimorphismus der Art.

Holotypus: G, Taf. 5 Fig. 65; SMF Xe 12059. – Locus typicus: Suiko-Seamount, Bhrg. 433B (DSDP Leg 55): Kern 3 (147.5–157 m unter Meeresboden), Kernstück 1: 6–8 cm; Pr. 101. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän; Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: 9 Gehäuse und 2 Klappen vom Suiko-Seamount (433A und 433B) aus den Proben Pr. 64, 72, 73, 75, 83, 90 (5G, 1L: BSP 585–590) sowie aus Pr. 33, 72, 74, 90 (4G, 1L: SMF Xe 12060–12064).

Diagnose: Eine mittelgroße „*Hermanites*"-Art, deren kräftige Vorderrandrippe längsgefurcht ist. In der groben Netzskulptur treten die zum subzentralen Muskelknoten radialstrahlig verlaufenden Netzleisten etwas stärker hervor. Ventrade Grenzleiste kräftig; Dorsalrippe nicht besonders ausgeprägt.

Maße (Länge in mm): Aus dem L/H-Index (≈ 1.8) der wenigen, sehr verschieden großen Stücke (0.70–0.85) ergeben sich keine sicheren Hinweise auf Sexualdimorphismus. Entsprechend ihrer gestreckten Form könnten (vielleicht?) insgesamt nur ♂ vorliegen. Zwei kleine L (0.70) weisen bereits eine mäßig breite verschmolzende Zone auf, so daß sie sich dadurch als adulte Stücke ausweisen.

Beschreibung

In ihrer langgestreckten Form ist die Art den *corrugans*-♂ recht ähnlich, weicht jedoch in ihren Skulptur-Merkmalen deutlich davon ab: Die breite Vorderrandrippe ist längsgefurcht, eine zweite randparallele Rippe ist nicht ausgebildet, desgleichen sind sowohl die Dorsalrippe als auch die übrigen Netzleisten auffällig schwächer entwickelt, und nur die ventrade Grenzleiste tritt deutlich hervor. In Dorsalansicht sind die Gehäuse schmaler und im hinteren Drittel nicht so stark aufgebläht wie bei „*H.*" *corrugans*. Der Augenknoten sowie je eine Knötchenreihe entlang der Vorderränder beider Klappen sind deutlich erkennbar.

Die Innenmerkmale konnten nur teilweise an zwei kleinen L ermittelt werden: In dem amphidonten Schloß ist die Leiste des Mittelschlosses fein gezähnelt.

Beziehungen: In Analogie zum Habitus der anderen „*H.*"-Arten vom Suiko-Seamount läßt sich „*H.*" *incognitus* zwanglos in dieselbe Formengruppe einreihen und rundet somit das breite Formenspektrum von „*H.*"-Arten aus diesem Gebiet zu einem Gesamtbild ab. Nähere Beziehungen zu Arten aus anderen Gebieten ließen sich nicht feststellen, so daß für diese Formengruppe von den Emperor Seamounts sehr wahrscheinlich und ganz allgemein eine endemische Entwicklung angenommen werden kann.

Vorkommen: Wie bereits aus den Angaben zum Belegmaterial hervorgeht, kommt die Art nur sehr selten in den Proben vom Suiko-Seamount vor (in 9 von 79 Proben der beiden Bohrungen 433A und 433B).

Limburgina DEROO 1966

Typus-Art: *Cypridina ornata* BOSQUET 1847

Limburgina eopacifica n. sp.

Taf. 6 Fig. 66–75; Abb. 5

v 1980 Suiko species K (compressed coffer form). – HAGN & BUTT & MALZ, Init. Rep., **55**: 346, Taf. 7 Fig. 9–10.

Name: Von eos (griech.) = Morgenröte sowie nach dem Vorkommen im Pazifik.

Holotypus: ♀ G, Taf. 6 Fig. 70; SMF Xe 12065. – Locus typicus: Suiko-Seamount; Bhrg. 433A (DSDP Leg 55): Kern 14 (= 109.5–119 m unter Meeresboden); Kernstück 1: 46–48 cm; Pr. 82. – Stratum typicum: Mittel-Paläozän, Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: Mehr als 360 Gehäuse sowie 40 linke und 30 rechte Klappen. Das umfangreiche Material stammt sämtlich vom Suiko-Seamount (433A und 433B) und zwar aus folgenden Proben: Pr. 60, 70, 71, 73–76, 85–88, 91, 93–95, 97–100 (185 G, 23 L, 13 R: BSP 591–609); Pr. 69, 72, 82–86, 88, 90, 100, 101 (182 G, 18 L, 17 R: SMF 12066–12082). – Weiteres nicht katalogisiertes Material befindet sich in Faunenzellen.

Diagnose: Eine kleine *Limburgina*-Art, deren grobmaschige Netzskulptur sekundär aufgefeldert sein kann.

Maße (Länge in mm): Die Länge der Stücke wurde in solchen Proben ermittelt, in denen jeweils durch eine größere Anzahl ein guter Überblick über das Längenspektrum möglich war. Die Werte von 0.66–0.78 decken dabei den Spielraum ab, innerhalb dessen Größenunterschiede festgestellt wurden. Die meisten Stücke sind zwischen 0.70–0.75 lang. In diesem Bereich wiederum gibt es wenige niedrige Formen (♂; Taf. 6 Fig. 67) und viele, deutlich höhere Formen (♀; Taf. 6 Fig. 69), die auf einen Sexualdimorphismus hinweisen, der sich weniger in der unterschiedlichen Länge als vielmehr in der unterschiedlichen Höhe ausdrückt.

Beschreibung

Umriß in Seitenansicht annähernd rechteckig, kofferförmig. L>R, besonders deutlich am vorderen, gerundeten Dorsalwinkel und entlang dem oberen Abschnitt des Hinterendes (Taf. 6 Fig. 69). Vorderende hoch und etwas schief nach unten gerundet; Hinterende steil, im oberen Teil etwas konkav, darunter zum Ventralrand gerundet. Größte Länge in $^1/_3$ Höhe. Dorsale Umrißlinie nach hinten abfallend, bei den ♀ stärker als bei den ♂. Der Augenknoten hebt sich durch seine Rundung deutlich von der kantig hervorstehenden Vorderrandrippe ab. Die Dorsalrippe beginnt dicht oberhalb des zentralen Schließmuskelhöckers, verläuft in einem konvexen Bogen nach oben hinten, steht vor dem hinteren Dorsalrand schulterartig hervor, biegt senkrecht nach unten um, teilt sich oberhalb der Mittellinie in einen nach vorn umbiegenden Ast und in ein nach unten gerichtetes Rippenstück, durch das die Wölbung der Seitenflächen winklig gegen das hervorstehende Hinterende abgesetzt wird. Die Hinterrandrippe tritt nur hinten unten besonders wulstig hervor; auf ihrer Ventralfläche entspringen in beiden Klappen 3–5 kräftige Zähnchen; sie biegt in einer engen Rundung in die schmale Ventralrippe um. Die Ventralrippe verläuft in ihrem hinteren Abschnitt angenähert an die Kontaktlinie der beiden Klappen, nach vorn schwenkt sie in einem Bogen davon ab und geht unmittelbar in die Vorderrandrippe über (Taf. 6 Fig. 74). In einigem Abstand von der Ventralrippe bildet ein ventrades Rippenstück auf $^3/_5$ Länge eine abgerundete Kante zwischen der flach gewölbten Seitenfläche und ihrer Umbiegung zur Ventralfläche. Eine schmale Außenleiste umsäumt die Außenränder.

Seitenflächen zwischen den Rippen mit weitmaschiger Netzskulptur, die vom Schließmuskelhöcker zum Vorderende deutlich radialstrahlig verläuft (Taf. 6 Fig. 67, 72) und hinter dem Schließmuskelhöcker ein unregelmäßiges Wabenmuster bildet. Die groben Maschen können durch ein kleineres Netzmuster nochmals vielfach unterteilt sein (Taf. 6 Fig. 70, 73). Das feinwabige Netzmuster überzieht dabei auch die stärker hervorstehenden Längsrippen (Taf. 6 Fig. 67, 70, 73).

Schloß amphidont. In der R vorn mit einem kräftigen, stumpfkonischen Zahn, dessen basaler Sockel sichelförmig nach hinten umbiegt und dabei eine runde Zahngrube umsäumt, die dadurch gegen das Klappeninnere abgeschlossen ist. Hinter der Zahngrube schließt sich eine schmale, glatte, gerade, niedrige Furche an, die dicht vor dem hinteren Schloßzahn geringfügig verbreitert und vertieft ist. Der hintere Schloßzahn ist niedriger als der vordere, oval, vorn etwas höher als hinten. Die Schloßelemente der L entsprechen denen der R in ihren Gegenstücken.

Verschmolzene Zone mäßig breit. Innenrand und Verwachsungslinie fallen zusammen. Marginale Porenkanäle nur bei sehr wenigen Stücken und auch dort nur sehr undeutlich erkennbar. Mit Hilfe von stärker lichtbrechenden Flüssigkeiten lassen sich zwischen 15 bis 20 gerade, unverzweigte Kanäle erkennen, die im unteren Teil dichter zusammen stehen als oben. Die Mündungen der lateralen Porenkanäle liegen meist in den grobmaschigen Feldern der Netzskulptur, seltener in deren Eckpunkten; sie sind als kleine rundliche Öffnungen angelegt oder können auch von einem niedrigen Wall umgeben sein.

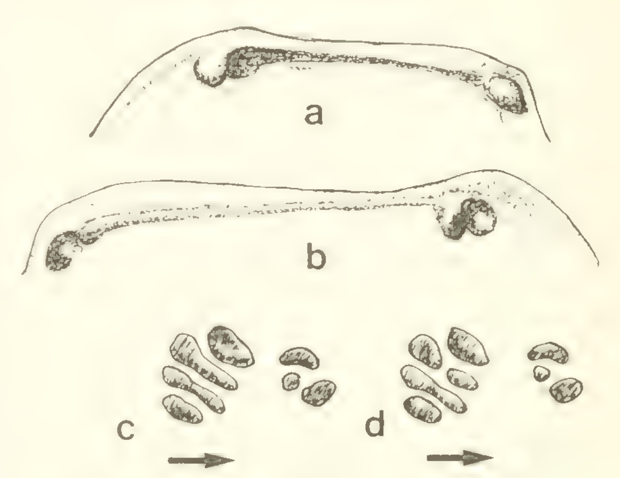


Abb. 5: *Limburgina eopacifica* n. sp. – a) Schloß einer ♀ R von innen, b) Schloß einer ♂ L von innen, c) und d) Muskelnarben (Pfeil weist nach vorn).

Das zentrale Nabenfeld liegt im Bereich des subzentralen, flachgewölbten Schließmuskelhöckers. Weil die Klappen von innen im allgemeinen stark mit Sediment verkrustet sind, wobei der Muskelknoten durch seine Wölbung nach außen noch eine zusätzliche Sedimentfalle darstellt, sind die einzelnen Muskelnarben bei Innenansicht selten und nur schwer erkennbar, geschweige denn ihre Lage zueinander mit Sicherheit feststellbar. Bei vielen Gehäusen ist jedoch das Narbenfeld auf die Außenseite des Muskelknotens durchgepaust, so daß sich dann die dunkleren Narben gut gegen die übrige hellere Schale abheben (Abb. 5c, d). Die Adduktornarben liegen in der hinteren Hälfte des Muskelknotens; sie liegen etwas schräg übereinander und bilden eine Viererreihe. In dieser Reihe kann die zweite Narbe von oben selten ungeteilt (Abb. 5c), häufiger jedoch geteilt sein (Abb. 5d). Vor der Viererreihe liegen im vorderen oberen Viertel des Schließmuskelknotens 3 frontale Narben.

Beziehungen: Die Pazifik-Art hat sehr große Ähnlichkeit mit *L. foncirquensis* TAMBAREAU 1972 aus dem Thanet des Plantaurel in der nördlichen Pyrenäen-Vorsenke, S Toulouse. Die S-französische Art ist jedoch gestreckter, ihr Hinterende ist spitzer; die ventralwärts verlaufende Längsrippe tritt nicht so kantig hervor, die Netzskulptur ist grobmaschig und nicht sekundär aufgefeldert. Die alttertiäre *L. quadrazea* (HORNIBROOK 1952) von Neuseeland hat ebenfalls eine grobmaschige Netzskulptur (siehe auch BENSON 1972: Taf. 1 Fig. 6) und ein nicht so steiles Hinterende wie *L. eopacifica.*

Vorkommen: Wenn auch in manchen Proben nur in Einzelstücken belegt, so ist die Art jedoch in allen 13 Proben von 433B: 128.5–157 m sowie in fast allen Proben (in 61 von 66 Proben) von 433A: 52.5–163.5 m nachweisbar. Die Art stellt daher in den beiden Profilstrecken einen markanten stratigraphischen ,,Durchläufer“ dar, der durch sein allgemeines Vorkommen gleichzeitig auch einen gleichbleibenden Biotop wahrscheinlich macht.

Quadracythere HORNIBROOK 1952

Typus-Art: *Cythere truncula* BRADY 1898.

Quadracythere (? subgenus) *caudata* n. sp.

Taf. 3 Fig. 35–37

Name: Von cauda (lat.) = Schwanz; nach dem spitz ausgezogenen Hinterende.

Holotypus: G, Taf. 3 Fig. 35; SMF Xe 12083. – Locus typicus: Ōjin-Seamount, Bhrg. 430A (DSDP Leg 55): Kern 3, core catcher (zwischen 28.5 und 57 m unter Meeresboden); Pr. 18. – Stratum typicum: Ober-Paläozän, Zone der *Globorotalia pseudomenardii* (Altersbestimmung nach HAGN & BUTT & MALZ 1980: 330).

Paratypoide: 12 G, 1 zerbr. R aus 8 Proben vom Ōjin-Seamount, Bhrg. 430A: Pr. 3, 12, 13, 16 (6 G; BSP 610–613); Pr. 2, 12, 14, 17, 18 (6 G, 1 zerbr. R; SMF Xe 12084–12088).

Diagnose: Eine kleine *Quadracythere*-Art (fraglicher Untergattungszugehörigkeit) mit kurzen, radialstrahlig zur Vorderrandrippe und zur Ventralrippe verlaufenden Leistchen und spitzem Hinterende.

Maße (Länge in mm): Aus dem kleinen Spielraum, innerhalb dessen die wenigen Gehäuse in ihrer Länge unterscheidbar sind (0.57–0.65), ergeben sich keine Anhaltspunkte für Geschlechtsdimorphismus.

Beschreibung

Gehäuse in Seitenansicht trapezförmig, mit deutlich ausgeprägtem vorderem Schloßwinkel in der L; größte Länge unterhalb der Mittellinie in $^1/_3$ Höhe. Periphere Randrippen kräftig, abgerundet; dorsal überstehend, vor dem hinteren Schloßwinkel schulterartig hervorstehend und nach unten abgebogen; ventral in der Mitte überhängend, im hinteren Drittel knotig verdickt, dahinter in einem engen Bogen hinter den Seitenumriß zurückspringend. Auf der vorderen Abdachung der Vorderrandrippe befindet sich in beiden Klappen eine Reihe dicht aneinandergereihter kleiner Knötchen, die bis in die Mundgegend reichen; am ventralen Hinterende sind 5 größere Knötchen vorhanden.

In Dorsalansicht größte Breite vor der Mitte, im Bereich des subzentralen Muskelknotens. Dorsalrippe spitzwinklig über den Seitenumriß hervorstehend, hinten rechtwinklig gegen das hervorspringende, durch einen Wulst verdickte Hinterende abgesetzt.

Seitenflächen annähernd glatt. Kurze Leistchen verlaufen radialstrahlig zur Vorderrandrippe sowie zur Ventralrippe. Der subzentrale Muskelknoten wird von einer Reihe grobmaschiger Grübchen umgeben. Einzelne kleinere Grübchen liegen auf dem freien Feld vor und hinter dem Muskelknoten. Der Augenknoten tritt in der L deutlicher hervor als in der R, er liegt unmittelbar im Bereich des vorderen Schloßwinkels.

Das Schloß konnte nur an einer einzigen R beobachtet werden, die zudem innen stark mit Sediment verkrustet ist: Die Schloßfurche in der Mitte ist fein gezähnelt, schmal, nach hinten etwas verbreitert. Der hintere Schloßzahn tritt deutlich hervor, er ist kräftig, etwas gebogen, konisch. Das Vorderschloß ist von Sediment überkrustet.

Der Bau der Randzonen sowie das zentrale Narbenfeld sind wegen der Sedimentfüllung nicht erkennbar.

Beziehungen: In Unkenntnis des zentralen Narbenfeldes läßt sich die Untergattungszugehörigkeit zu *Qu. (Quadracythere)*, zu *Qu. (Tenedocythere)* oder zu *Qu. (Hornibrookella)* nicht sicher entscheiden. Von den vielen zum Vergleich herangezogenen tertiären *Qu.*-Arten aus W-Europa einschließlich der rezenten neuseeländischen Typus-Art *Qu. truncula* weist keine ein so spitzes Hinterende auf. Hingegen läßt die Pazifik-Art eine sehr große Ähnlichkeit mit ,,*Hermanites*“ *volpensis* TAMBAREAU 1972 erkennen (Taf. 7 Fig. 82, 83). Die S-französische Art aus dem Thanet und Ilerd der nördlichen sowie der südlichen Pyrenäen-Vorsenke (TAMBAREAU 1972, 1975) ist jedoch deutlich netzskulptiert, die Pazifik-Art

hingegen weist nur entlang der Vorderrandrippe und entlang der Ventralrippe kurze, radialstrahlige Leistchen auf, ihr Hinterende ist noch spitzer ausgezogen.

Vorkommen: Die Art ist bisher nur aus dem Ober-Paläozän des Öjin-Seamount bekannt, und dort nur aus dem Teufenabschnitt von 19 m bis maximal 57 m unter Meeresboden. Obwohl sie in diesem Bereich nur selten vorkommt, höchstens 3 Stükke/Probe, ist ihr Nachweis doch für 8 von 12 Proben belegt, so daß ihr Vorkommen für den genannten Abschnitt stratigraphisch gesichert ist.

Cytherurinae G. W. Müller 1894

Semicytherura Wagner 1957

Typus-Art: *Cythere nigrescens* Baird 1838

Semicytherura plicata n. sp.

Taf. 3 Fig. 21–26

Name: Von plicatus (lat.) = zusammengefaltet; nach der faltigen Oberfläche.

Holotypus: ♀ G, Taf. 3 Fig. 21; SMF Xe 12089. – Locus typicus: Öjin-Seamount, Bhrg. 430A (DSDP Leg 55): Kern 3, core catcher (zwischen 28.5 und 57 m unter Meeresboden); Pr. 18. – Stratum typicum: Ober-Paläozän, Zone der *Globorotalia pseudomenardii* (Altersbestimmung nach Hagn & Butt & Malz 1980: 330).

Paratypoide: 21 G aus 7 Proben vom Öjin-Seamount, Bhrg 430A: Pr. 1, 11, 13, 17, 18 (14 G; BSP 614–618); Pr. 15, 16, 18 (7 G; SMF Xe 12090–12096).

Diagnose: Eine kleine *Semicytherura*-Art mit zart berippten Seitenflächen, mit sehr hoch gelegenem Hinterende (in $^3/_4$ Höhe) und mit steil abfallendem Hinterrand.

Maße (Länge in mm): 0.35–0.42. Die ♂ zeichnen sich durch ein spitzer hervorstehendes Hinterende aus; sie befinden sich unter den größeren Stücken (0.38–0.42).

Beschreibung

Gehäuse in Seitenansicht schief rechteckig; R>L im Bereich des Mittelschlosses, L>R entlang der Endränder. Vorderende breit gerundet; Hinterende hoch, abgestumpft (♀, Taf. 3 Fig. 25) oder spitz (♂, Taf. 3 Fig. 26) in $^3/_4$ Höhe, darunter schräg zum Ventralrand abfallend und an der stumpfwinkligen hinteren unteren Ecke mit hervorstehendem Knoten.

Seitenflächen spärlich, zart längsberippt: Eine Dorsalrippe verläuft dicht unterhalb der dorsalen Umrißlinie und reicht bis in die oberen Abschnitte der Endränder; in der durch eine flache Kuppe hervortretenden Augengegend ist sie durch eine kurze Querleiste mit der Mittelrippe verbunden. Die Mittelrippe zieht schwach zickzackförmig vom Vorderrand bis dicht vor die Mitte des schräg abfallenden Hinterrandes und biegt dort in einem randparallelen Bogen um in die Ventralrippe, die hinter der Mitte in zwei kurze Abschnitte gegabelt ist. Zwischen dieser Rippengabel entspringt ein kurzes Rippenstück, zieht zum Vorderrand, biegt dort U-förmig nach oben und reicht wieder zurück bis dicht vor die Mitte.

Umriß in Dorsalansicht langgestreckt sechseckig; Hinterende deutlich hervorstehend; Vorderende abgestumpft spitzwinklig.

Die Innenmerkmale konnten nicht beobachtet werden, weil nur geschlossene Gehäuse vorliegen.

Beziehungen: *S. plicata* fällt auf durch ihren besonders steilen, schräg abfallenden Hinterrand. In ihrer zarten Berippung weicht sie ab von stark berippten Arten, wie etwa von der rezenten *S. acuticostata* (Sars 1866). Mit ihren (fast) glatten Intercostalfeldern ist sie gut von deutlich retikulierten Arten unterscheidbar, wie etwa von den beiden oligozänen Arten *S. reticulata* (Lienenklaus 1894) und *S. alata* (Lienenklaus 1894). Es bestehen auch keine näheren Beziehungen zu ventral geflügelten Arten, wie etwa zu *S. paradoxa* (Müller 1894) und *S. acuminata* (Müller 1894). In der Größe und im Seitenumriß ist sie zwar der rezenten *S. sella* (Sars 1866) recht ähnlich, diese hat aber einen länglich ovalen Umriß in Dorsalansicht.

Vorkommen: Die Art ist bisher nur aus dem Ober-Paläozän des Öjin-Seamount bekannt, und dort nur aus dem Teufenbereich von 19 m bis maximal 57 m unter Meeresboden. In dem genannten Abschnitt erstreckt sich ihr Nachweis auf 7 von 12 Proben. Dabei handelt es sich jedoch meist um Einzelvorkommen, denn nur aus den beiden tiefsten Proben (Pr. 17, 18) sind 4 bzw. 10 Gehäuse belegt.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Allison, E. C. & Holden, J. C. (1971): Recent ostracodes from Clipperton Island eastern tropical Pacific. – Trans. San Diego Soc. natural Hist., **16** (7): 165–214, 31 Abb.; San Diego, Calif.

Benson, R. H. (1972): The *Bradleya* problem, with descriptions of two new psychrospheric ostracode genera, *Agrenocythere* and *Poseidonamicus* (Ostracoda: Crustacea). – Smithsonian Contr. Paleobiol., Nr. 12: 1–138, 67 Abb., 4 Tab., 14 Taf.; Washington/D. C.

Bold, W. A. van den (1963): Anomalous hinge structure in a new species of *Cytherelloidea*. – Micropaleontology, **9** (1): 75–78, 1 Taf.; New York.

Hagn, H., & Butt, A., & Malz, H. (1980): Paleocene shallow-water facies at Emperor Seamounts: DSDP Leg 55, Northwest Pacific. – Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., **55:** 327–347, 1 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Washington/D. C.

Hagn, H., & Malz, H. (1981): Inseln versinken im Pazifik. Die Geschichte der Emperor Seamounts in den Tiefen des Stillen Ozeans. – Umschau Wiss. Techn., **81** (8): 234–236, 4 Abb., 1 Tab.; Frankfurt am Main.

Hartmann, G. (1975): Ostracoda. – In: Bronns Klassen und Ordnungen des Tierreichs, **5:** Arthropoda, 1. Abt.: Crustacea, 2. Buch, Tl. 4, Lfg. 4: 569–786, 101 Abb., 8 Tab.; Jena (VEB G. Fischer).

— — (1978): Die Ostracoden der Ordnung Podocopida G. W. Müller, 1894 der tropisch-subtropischen Westküste Australiens (zwischen Derby im Norden und Perth im Süden). – In: Hartmann-Schröder, G., & Hartmann, G., Zur Kenntnis des Eulitorals der australischen Küsten unter besonderer Berücksichtigung der Polychaeten und Ostracoden. – Mitt. hamburg. zool. Mus. Inst., **75:** 64–219, 673 Abb., 14 Taf.; Hamburg.

Hartmann, G., & Kühl, C. (1978): Zur Variabilität der Oberflächenornamente der Schalen lebender Ostracoden-Populationen. – Mitt. hamburg. zool. Mus. Inst., **75:** 221–223, 5 Taf.; Hamburg.

Hartmann, G., & Puri, H. S. (1974): Summary of neontological and paleontological classification of Ostracoda. – Mitt. hamburg. zool. Mus. Inst., **70:** 7–73; Hamburg.

Hazel, J. E. (1967): Classification and distribution of the Recent Hemicytheridae and Trachyleberididae (Ostracoda) off northeastern North America. – Geol. Surv. prof. Pap., **564:** 1–49, 2 Abb., 1 Tab., 11 Taf.; Washington/D. C.

Hazel, J. E., & Holden, J. C. (1971): Ostracoda of Late Eocene age from Eua, Tonga. – U. S. geol. Surv. prof. Pap., 640-F: I–VII, 1–11, 4 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Washington/D. C.

Holden, J. C. (1967): Late Cenozoic ostracodes from the drowned terraces in the Hawaiian Islands. – Pacific Sci., **21** (1): 1–50, 37 Abb., 7 Tab.; Honolulu/Hawaii.

— — (1976): Late Cenozoic Ostracoda from Midway Island Drill Holes. – U. S. geol. Surv. prof. Pap., 680-F: I–IV, 1–43, 4 Abb., 17 Taf.; Washington/D. C.

Keij, A. J. (1957): Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. – Inst. roy. Sci. natur. Belgique, Mém., **136:** 1–210, 9 Abb., 16 Tab., 23 Taf.; Bruxelles.

— — (1964): Neogene to Recent species of *Cytherelloidea* (Ostracoda) from northwestern Borneo. – Micropaleontology, **10** (4): 415–430, 8 Abb., 3 Taf.; New York.

Key, A. J. (1953): Preliminary note on the Recent Ostracoda of the Snellius Expedition. – Proc. koninkl. nederl. Akad. Wet., Ser. B, Paleontol., **56** (2): 155–168, 1 Abb., 2 Taf.; Amsterdam.

Khosla, S. C. (1972): Ostracodes from the Eocene beds of Rajasthan, India. – Micropaleontology, **18** (4): 476–507, 5 Taf.; New York.

Liebau, A. (1975): Comment on suprageneric taxa of the Trachyleberididae s. n. (Ostracoda, Cytheracea). – N. Jb. Geol. Paläontol., Abh. **148** (3): 353–379, 3 Abb.; Stuttgart.

Luterbacher, H. (1975): Paleocene and early Eocene planktonic foraminifera: Leg 32, Deep Sea Drilling Project. – In: Larson, R. L., Moberly, R., et al. – Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, **32:** 725–733, 2 Abb., 2 Taf.; Washington/D. C.

Maddocks, R. F. (1969): Revision of Recent Bairdiidae (Ostracoda). – U. S. nat. Mus. Bull., Nr. 295: 1–126, 63 Abb., 2 Taf.; Washington/D. C.

Malz, H. (1980): *Cletocythereis* Swain 1963 (Ostracoda); besondere Merkmale und geographische Verbreitung ihrer Arten. – Senckenbergiana lethaea, **60** (4/6): 1 Abb., 3 Taf.; Frankfurt am Main.

McKenzie, K. G. (1967): Recent Ostracoda from Port Phillip Bay, Victoria. – Proc. roy. Soc. Victoria, **80** (1): 61–106, 10 Abb., 3 Taf.; Melbourne.

Morkhoven, F. P. C. M. van (1963): Post-Palaeozoic Ostracoda. Their morphology, taxonomy, and economic use. **2:** 1–478, 763 Abb., 4 Tab.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).

Oertli, H. J. (1975): Appendix A. Remarks on ostracodes from Site 308. In: Ferrer, J., Neritic Early Eocene smaller foraminifera from the Kōko Seamount (Emperor Seamounts, Central Northern Pacific). – Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., **32:** 806, Taf. 7–8; Washington/D. C.

Puri, H. S. (1954): Contribution to the study of the Miocene of the Florida panhandle. – Bull. Florida geol. Survey, **36** (1953): 5–345, 21 Abb., 26 Tab., 47 Taf.; Tallahassee.

Siddiqui, Q. A. (1971): Early Tertiary Ostracoda of the family Trachyleberididae from West Pakistan. – Bull. brit. Mus. (natur. Hist.), Geol., Suppl. **9:** 1–98, 7 Abb., 5 Tab., 42 Taf.; London.

Swain, F. M., & Gilby, J. M. (1967): Recent Ostracoda from Corinto Bay, western Nicaragua, and their relationship to some other assemblages of the Pacific Coast. – J. Paleontol., **41** (2): 306–334, 26 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Tulsa/Okla.

Tambareau, Y. (1972): Thanétien supérieur et Ilerdien inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et de Chaînons audois. – Thèse Sci. natur., Trav. Labor. Géol.-Petrol. Univ. P. Sabatier; Text-Bd.: 377 S., 5 Tab., 25 Abb.; Taf.-Bd. 20 Taf.; Toulouse.

— — (1975): Les Ostracodes de l'Ilerdien pyrénéen. – Bull. Soc. géol. France, (7) **17:** 187–190, 1 Tab.; Paris.

Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q, Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda: I–XXIII, 1–442, 334 Abb.; Lawrence (Kansas).

Triebel, E. (1961): Geschlechts-Dimorphismus und Asymmetrie der Klappen bei der Ostracodengattung *Occultocythereis*. – Senckenbergiana lethaea, **42** (3/4): 205–225, 5 Taf.; Frankfurt am Main.

Zitteliana	7	31–54	München, 1. Dezember 1981	ISSN 0373-9627

Paläozäne Serpulidae und Spirorbidae (Polychaeta) von den Emperor Seamounts, NW-Pazifik

von

André Lommerzheim*

mit 11 Abbildungen

KURZFASSUNG

Es werden die Serpulidae und Spirorbidae aus dem mittleren Paläozän der Tiefseebohrungen 430 und 433A–C (DSDP Leg 55) im NW-Pazifik beschrieben. Diese Bohrungen schlossen Lagunenablagerungen zweier Atolle auf. Die Auswirkungen der ökologischen Verhältnisse auf die Faunenzusammensetzung werden untersucht. In einer der beiden Lagunen herrschten noch annähernd normal marine Verhältnisse. Ihre Weichgründe boten für die Serpulidae (Serpulinae und Filograninae), die bei der Besiedelung meistens auf harte Substrate angewiesen sind, ungünstige Lebensbedingungen. Im Gegensatz dazu fanden die arten- und individuenreichen Spirorbidae-Faunen, die häufig auch weiche Substrate besiedeln, auf den Algenfloren einen besseren Lebensraum. Wesentlich extremere Umweltverhältnisse herrschten in der zweiten Lagune, die zumindest zeitweise übersalzen war. Serpulidae fehlen fast völlig. Spirorbidae finden sich nur in wenigen Horizonten in fast monotypischen Faunen.

Die armen Faunen von Serpulidae (Filograninae und Serpulinae) sind für eine genaue Bestimmung zu schlecht erhalten. Ein Teil der Stücke gehört vielleicht zu den Gattungen *Pomatoceros* und *Hydroides.* Die Spirorbidenfaunen fallen durch ihren ,,modernen" Charakter auf. Die meisten Morphospezies sind rezenten Formen sehr ähnlich, so daß sich in einigen Fällen Probleme bei der Abgrenzung ergeben. *Circeis paleocaenicum* n. sp. lehnt sich sehr nahe an das rezente *C. armoricana fragilis* Knight-Jones & Knight-Jones an. *Janua (Dexiospira) quasiacuta* n. sp. wird von der rezenten *J. (D.) preacuta* Vine im wesentlichen auf Grund von Gehäuseunterschieden abgetrennt. *Metalaeospira pileoformis* n. sp. unterscheidet sich von der rezenten *M. tenuis* Knight-Jones hauptsächlich durch die fein gekielten Röhren. *Paralaeospira clavaeformis* n. sp. zeichnet sich durch ihre Rechtswindung und das charakteristische keulenförmige Operculum aus. *Cubiculovinea communis* n. sp. ist die Type-Spezies der neuen Gattung *Cubiculovinea* mit gänzlich verkalktem Brutapparat. Einige isolierte Opercula *(Janua* [*Dexiospira*] cf. *pseudocorrugata* [Bush]) konnten nicht einwandfrei von rezenten Formen abgegrenzt werden. Von *Circeis* ? sp. (*cingulata*-Wuchsform), *Janua* ? *bilineata* (Schmidt) und *Bipygmaeus* sp. sind die Opercula unbekannt.

ABSTRACT

Faunas of Serpulidae and Spirorbidae are described from Middle Paleocene sediments of the deep sea drillings 430 and 433A–C (DSDP Leg 55) in the northwestern Pacific. These drillings exposed deposits of two atoll islands. Effects of ecological conditions are connected with the faunal assemblages. In the first lagoon more or less normal marine conditions are found. The soft sediments offered unfavourable settling conditions for Serpulidae (Serpulinae and Filograninae). Contrary to this, the faunas of Spirorbidae, rich of species and individuals, which also can settle soft substrates, met a better realm on algal floras. Extreme environmental conditions existed in the second lagoon, which was hypersaline, at least temporarily. Serpulidae are almost absent and monotypical faunas of Spirorbidae are only found in some distinct horizons.

* André Lommerzheim, Geologisch-Paläontologisches Institut, Gievenbecker Weg 61, D-4400 Münster.

The poorly preserved faunas of Serpulidae (Filograninae and Serpulinae) cannot be identified with certainty; in part, they probably belong to the genera *Pomatoceros* and *Hydroides*. The faunas of Spirorbidae are striking due to their „modern" features. Nearly all morphospecies have similar recent forms. So definition of the morphospecies is problematic. *Circeis paleocaenicum* n. sp. resembles the Recent *C. armoricana fragilis* KNIGHT-JONES & KNIGHT-JONES. *Janua (Dexiospira) quasiacuta* n. sp. is separated from the Recent *J. (D.) preacuta* VINE mainly because of differences in the tubes. *Metalaeospira pileoformis* n. sp. differs from the Recent *M. tenuis* KNIGHT-JONES mainly by the presence of finely keeled tubes. *Paralaeospira clavaeformis* n. sp. is distinguished by its dextral coiling and the characteristically club-shaped operculum. *Cubiculovinea communis* n. sp. is the type species of the new genus *Cubiculovinea* with a completely calcified brood chamber. Some isolated opercula (*Janua* [*Dexiospira*] cf. *pseudocorrugata* (BUSH)) could not clearly be separated from Recent forms. Opercula are unknown in *Circeis* ? sp. (*cingulata*-growth), *Janua* ? *bilineata* (SCHMIDT) and *Bipygmaeus* sp.

Inhaltsverzeichnis

EINLEITUNG

Die Serpuliden und Spirorbiden gehören zu den fossil relativ wenig beachteten Organismengruppen, was einerseits auf die Unscheinbarkeit ihrer Reste, überwiegend jedoch auf die äußerst schwierige Bestimmung der Gattungen und Arten zurückzuführen ist. Hinzu kommt, daß Serpuliden und Spirorbiden reine Faziesfossilien sind, so daß ihnen zwar einige paläoökologische, jedoch z. Z. kaum stratigraphische Bedeutung zukommt. Die paläozänen Vertreter dieser Familien sind bislang nur in sehr geringem Umfang untersucht. Die einzigen etwas intensiver untersuchten Faunen stammen aus dem Danian (= Unterpaläozän) von Nordeuropa (vgl. ODUM 1926, NIELSEN 1931 und REGENHARDT 1961). Opercula sind bislang noch überhaupt nicht aus dem Paläozän beschrieben, so daß sich die Differential-Diagnosen im systematischen Teil dieser Arbeit auch meist nur auf Vergleiche mit rezenten Arten beschränken.

Im nachfolgenden werden die Serpuliden und Spirorbiden aus den Tiefseebohrungen 430 und 433A–C des DSDP Leg 55, Emperor Seamounts im NW-Pazifik beschrieben. Aus rund 100 Proben wurden 86 Schalenfragmente und 11 Opercula von Serpulidae sowie 9051 Röhren und 287 Opercula von Spirorbidae ausgelesen. Sämtliches Material, einschließlich der Typen, wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München (BSP) aufbewahrt. Ein kurzer Überblick über Flora und Fauna sowie die hieraus rekonstruierten stratigraphischen und paläoökologischen Verhältnisse und die genaue Lage der Bohrungen sind bei HAGN, BUTT & MALZ (1980) und MALZ (1981, siehe dieses Heft!) nachzulesen. Die von mir 1980 gegebenen ersten provisorischen Bestimmungen beruhten nur auf einer kurzen Durchsicht des sehr geringen Materials (nur Röhren, die Opercula wurden erst später entdeckt), das mir damals zur

Begutachtung zugeschickt worden war, und werden daher im folgenden gründlich revidiert. Stratigraphisch gehört das gesamte Material ins Mittelpaläozän, und zwar die Bohrung 430 zur Zone der *Globorotalia pseudomenardii* und die geringfügig älteren Sedimente der Bohrungen 433A–C in die Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* (vgl. HAGN, BUTT & MALZ, 1980).

Danksagung

Frau Dr. Phyllis KNIGHT-JONES (University College of Swansea, Department of Zoology) sowie den Herren Dr. H. A. TEN HOVE (Laboratorium voor zoölogische oecologie en taxonomie, Rijksuniversiteit, Utrecht) und Dr. H. ZIBROWIUS (Station marine d'Endoume, Marseille) verdanke ich eine Vielzahl von Anregungen und ökologischen Daten rezenter Formen. Darüberhinaus gab mir Frau Dr. KNIGHT-JONES Hinweise zur möglichen systematischen Stellung der fossilen Spirorbiden. Herr Dr. TEN HOVE diskutierte mit mir den ökologischen Teil dieser Arbeit und die Bestimmungen der Serpuliden. Bei meinen Arbeiten im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Münster unterstützte mich Herr Prof. Dr. M. KAEVER durch verschiedene Anregungen und Diskussionen. Herr Dr. W. KNAUFF (Geologisches Landesamt NRW, Krefeld) fertigte versuchsweise SCAN-Fotographien an. Allen genannten Damen und Herren sei an dieser Stelle recht herzlich gedankt.

PALÄOÖKOLOGIE

Alle Sedimente wurden von HAGN, BUTT & MALZ (1980) auf Grund fazieller, paläogeographischer und paläontologischer Indizien als lagunäre Ablagerungen in küstenfernen Atollen gedeutet. Einige ökologische Daten konnten inzwischen zusätzlich auf Grund von speziellen Untersuchungen an Foraminiferen, Ostracoden, Bryozoen, Serpuliden und Spirorbiden sowie den Fischen bestätigt werden. Doch können diese faziellen, faunistischen und floristischen Daten der Bohrungen nur ein sehr fragmentarisches Bild von den ehemals in den Lagunen herrschenden ökologischen Verhältnissen vermitteln. Erörterungen der ökologischen Verhältnisse in Lagunen finden sich bei EMERY (1957), KINNE (1963) und WIENS (1962). Danach herrschen in rezenten Lagunen häufig sehr komplizierte ökologische Verhältnisse, die sich örtlich und zeitlich rasch ändern können. Die wichtigsten Faktoren, die in dem Ökosystem Lagune und bei seiner Besiedelung eine Rolle spielen, sind: Größe der Lagune, Umfang des Wasseraustausches mit dem freien Ozean, Intensität der Wasserbewegung, Wassertiefe, Trübe und Sauerstoffgehalt des Wassers, Konsistenz des Lagunenbodens, klimatische und geographische Faktoren, Wassertemperatur sowie ansteigender Salzgehalt bzw. Schwankungen des Salzgehaltes. Im Vergleich zu dem komplizierten Ökosystem und der Ausdehnung einer Lagune erfassen die Bohrungen natürlich nur einen viel zu kleinen Ausschnitt um konkrete und detaillierte Aussagen über die gesamte Lagune zu ermöglichen. Viele der oben erwähnten Faktoren sind für den Geologen und Paläontologen kaum exakt rekonstruierbar und in ihrem Ausmaß und Auswirkungen nicht genau abzuschätzen, was bei der Lektüre und Beurteilung der nachfolgenden Erörterungen berücksichtigt werden muß.

LAGUNENTYP I, SUIKO SEAMOUNTS (BOHRUNGEN 433A–C)

Die Proben dieser Bohrungen zeigen relativ reichhaltige Faunen, die aus Foraminiferen, einzelnen Anthozoen und Hydrozoen, Brachiopoden, häufigen Bryozoen, kleinen Lamellibranchiaten und Gastropoden, Ostracoden, Decapoden, Echinoideen, Asteroideen, Holothuroideen, Serpuliden, häufigen Spirorbiden, vereinzelten Sabelliden und seltenen Fischen bestehen (vgl. HAGN, BUTT & MALZ 1980). Diese Faunenassoziationen deuten auf ein sauberes, sauerstoffreiches Wasser, dessen Salzgehalt trotz der lagunentypischen Schwankungen nur geringfügig vom euhalinen Milieu abgewichen sein kann. Es ist daher anzunehmen, daß die Lagune noch in relativ intensivem Wasseraustausch mit dem freien Ozean stand. In der vertikalen Profilfolge sowie zwischen den einzelnen Bohrungen ergeben sich geringfügige Unterschiede in der Zusammensetzung der Faunenassoziationen, die auf leichte Schwankungen der Ökofaktoren hinweisen. Anzeichen für eine wesentliche Aufheizung des Wassers konnten nicht beobachtet werden, obwohl das Artenspektrum darauf schließen läßt, daß die Wassertiefe in der Lagune (zumindest in den von den Bohrungen erschlossenen Teilen) nur zwischen 5–30 m geschwankt hat. Die Analyse der Faunenzusammensetzung und besonderer morphologischer Merkmale einiger Arten (Wuchsformen, Skulpturen, breite Anwachsflächen bei den Spirorbiden usw.) lassen auf eine tropische bis subtropische Wassertemperatur schließen, wobei jedoch auffällt, daß sich daneben auch einige Formen finden, die bislang im wesentlichen aus kühleren Gewässern bekannt sind. Die Schalen- und Skulpturentwicklung einiger Faunenelemente (z. B. der Ostracoden) deutet darauf hin, daß das Energieniveau des wohl durchweg gut durchlüfteten Wassers bei mäßig bis stark gelegen hat. Auf eine gute Durchlichtung des Was-

sers deuten die reichen Floren, die sich aus Kalkalgen der Rhodophycophyta und Chlorophycophyta sowie weiteren unverkalkten Algen, die durch Immuration nachgewiesen wurden, zusammensetzen. Da die Lagune offensichtlich über einen substratarmen Sandgrund verfügte, ist die Flora auch als Substrat für verschiedene Benthos (vor allem Bryozoen und Spirorbiden) wichtig. Bezüglich weiterer detaillierter Ausführungen sei auf HAGN, BUTT & MALZ (1980) und MALZ (1981) verwiesen.

Die Zusammensetzung der individuen- wie artenarmen Serpulidenfauna konnte auf Grund der unzureichenden Erhaltung des Materials nur unvollständig rekonstruiert werden und ist daher wenig aussagekräftig. Ob Filograninae auftreten ist noch fraglich, doch aus ökologischen Gründen nicht ausgeschlossen. Die Vertreter der Serpulinae sind überwiegend in die Verwandtschaft der Gattungen *Hydroides* und *Pomatoceros* zu stellen. Beide Gattungen sind rezent fast weltweit verbreitet und z. T. ökologisch recht anpassungsfähig. Sie finden sich in kühlen wie auch in tropischen Gewässern und einige Spezialisten dringen sowohl in brackische wie auch hypersalinare Lagunen vor. So wurden selbst in einer Lagune mit einer Wassertemperatur von 33.5°C und einem Salzgehalt von 39.6‰ noch große Kolonien mit lebenden *Hydroides* beobachtet. Unter den nicht sicher bestimmbaren Röhrenresten befinden sich auch einige Stücke, die eventuell in die Verwandtschaft von *Ficopomatus* gestellt werden können. Diese Gattung ist rezent für ihr stark euryökes Verhalten bekannt und ist eine charakteristische Form aus brackischen bis hypersalinaren Extrembiotopen. Vertreter von *Ficopomatus* vertragen Salzgehalte von bis zu 55‰. Die Seltenheit der Serpuliden ist im vorliegenden Fall auf den weichen Sandgrund der Lagune zurückzuführen. Serpuliden sind bei ihrer Ausbreitung ganz überwiegend auf feste Substrate angewiesen. Das Auftreten von Verwandten der Gattungen *Hydroides* und *Pomatoceros* paßt gut in dieses Bild, da beide Gattungen zu den wenigen Vertretern dieser Familie gehören, die gelegentlich auch weiche Substrate besiedeln.

Relativ arten- und sehr individuenreich ist die Spirorbidenfauna, die sich aus folgenden Arten zusammensetzt:

Janua (Dexiospira) quasiacuta n. sp.
Janua (Dexiospira) cf. *pseudocorrugata* (BUSH 1904)
Janua (?) *bilineata* (SCHMIDT 1951)
Cubiculovinea communis n. gen. n. sp.
Circeis paleocaenicum n. sp.
Circeis (?) sp. *(cingulata* [NIELSEN 1931] – Wuchsform)
Paralaeospira clavaeformis n. sp.
„*Bipygmaeus*“ sp.

Allein die beiden häufigsten Arten *Janua (Dexiospira) quasiacuta* und *Cubiculovinea communis* stellen 75% aller Individuen! Aus zoologischer Sicht mutet die Zusammensetzung der Fauna recht eigentümlich an, da es sich um ein Gemisch von typischen Warm- und Kaltwasserformen handelt.

So ist *Janua* heute eine charakteristische Gattung warmer Gewässer. Die der fossilen *J. (D.) quasiacuta* sehr ähnliche *J. (D.) preacuta* VINE 1972a ist rezent auf tropische bis warm-gemäßigte Gewässer beschränkt und findet sich vom Atlantik über den Indischen Ozean bis in den Pazifik. Auch die *J. (D.) pseudocorrugata* (BUSH), die ebenfalls ein fossiles Pendant hat, ist nur in den tropischen bis warm-gemäßigten Gewässern von Atlantik, Mittelmeer, Indischem Ozean und Pazifik verbreitet. Diese Art ist für ihr ausgeprägt euryökes Verhalten und Vordringen in Lagunen bekannt. Die *J. (D.) natalensis* KNIGHT-JONES, die ihr fossiles Gegenstück vermutlich in der *J.* (?) *bilineata* hat, ist bislang nur aus kühleren bis warm-gemäßigten Gewässern vor der südafrikanischen Küste bekannt.

Die Gattung *Cubiculovinea* ist bislang nur fossil nachgewiesen und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen und ökologischen Ansprüche sind noch weitgehend unklar.

Paralaeospira ist heute eine fast rein subantarktische Gattung; lediglich *P. malardi* findet sich im NE-Atlantik. Die ökologischen Ansprüche der einzelnen Arten sind recht verschieden. Sie finden sich sowohl in kalten antarktischen wie auch in warm-gemäßigten Gewässern. Fast alle Arten sind stenök.

Circeis ist das zoogeographische Gegenstück zu *Paralaeospira* und findet sich überwiegend in der holarktischen Region. Das rezente *C. armoricana* SAINT-JOSEPH, dessen fossiles Pendant das *C. paleocaenicum* ist, findet sich vorwiegend im N-Atlantik, dringt aber auch bis in den N-Pazifik vor. Die Art ist leicht euryök und in kühleren bis warm-gemäßigten Gewässern verbreitet.

Die fossile „Gattung“ *Bipygmaeus* ist in Mittel- und Nordeuropa in den Ablagerungen aus tropischen bis subtropischen Klimaperioden häufig und weit verbreitet. Nach den bisherigen Erfahrungen sind die Vertreter von *Bipygmaeus* als stenök anzusehen.

Rezent liegen die einzigen Gewässer, in denen die Gattungen *Janua, Circeis* und *Paralaeospira* gemeinsam auftreten, im NE-Atlantik. Diese Vorkommen lassen sich jedoch weder ökologisch noch vom Artenbestand her mit dem hier untersuchten Vorkommen vergleichen. Hier zeigt sich deutlich die Problematik des Versuchs von dem ökologischen Verhalten rezenter Biospezies auf das scheinbar nahestehender fossiler Morphospezies zurückzuschließen. Als Erklärung für die auf den ersten Blick ungewöhnliche Faunenzusammensetzung bietet sich die Hypothese an, daß sich die ökologischen Ansprüche der einzelnen Gattungen im Laufe ihrer Phylogenese geändert haben. So erscheint es durchaus möglich, daß die Gattungen *Circeis* und *Paralaeospira* ursprünglich weltweit verbreitet waren und erst später auf Grund des harten Konkurrenzkampfes mit typischen Warmwasserbewohnern, wie z. B. *Janua,* in kühlere Regionen ausgewichen sind.

Die auffallende Dominanz und das massenhafte Auftreten der Spirorbiden in der hier untersuchten Lagune ist anscheinend im wesentlichen darauf zurückzuführen, daß

die Lagune sehr arm an festen Substraten war, jedoch intensiv von verschiedenen Algen besiedelt wurde. Knight-Jones (1951), E. W. Knight-Jones & Moyse (1961), E. W. Knight-Jones, Bailey & Isaac (1971) und E. W. Knight-Jones, P. Knight-Jones & Al-Ogily (1975) haben das häufig gesellige Auftreten von Spirorbiden in großen Ansammlungen untersucht und führen dieses Verhalten u. a. auf die Fähigkeit der Larven auf chemische Stimuli zu reagieren zurück. Viele Arten zeigen eine genetisch begründete Vorliebe für bestimmte Algen. Williams (1964) und Gee (1965) wiesen nach, daß gewisse Algenextrakte die gesellige Besiedelung durch Spirorbiden stimulieren können. Anscheinend fanden die Spirorbiden auf der reichen Algenflora in unserer Lagune also günstige Lebensverhältnisse vor, die zu der weiten Ausbreitung und dichten Besiedelung beitrugen. Ein weiterer Grund für das lokal gehäufte Auftreten ist in der Tatsache zu sehen, daß die Larven der Spirorbiden kein oder nur ein kurzes pelagisches Stadium haben. Dies führt dazu, daß die Gehäuse mehrerer Generationen dicht neben- und übereinanderwachsen. Derartige knollenförmige Anhäufungen konnten auch unter dem fossilen Material gelegentlich beobachtet werden.

Auffallend ist, daß die gesamte Spirorbiden-Fauna nur aus rechts gewundenen Arten besteht. Besondere Schlüsse lassen sich daraus nach dem bisherigen Kenntnisstand jedoch nicht herleiten. Peristome, die ein unterbrochenes Wachstum unter ungünstigen Lebensbedingungen anzeigen, finden sich in einigen Populationen. Die engere Fortsetzung der Röhren ist dabei auf den reduzierten Umfang des Wurmes zurückzuführen.

LAGUNENTYP II, ŌJIN SEAMOUNTS (BOHRUNG 430)

Die an den Ōjin Seamounts angetroffenen Verhältnisse unterscheiden sich stark von den an den Suiko Seamounts beobachteten. So ist die Fauna erheblich arten- und indiviuenärmer. An Faunenelementen konnten Foraminiferen, Serpuliden und Spirorbiden, Bryozoen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Ostracoden beobachtet werden. Vom Liegenden zum Hangenden verringert sich das Arten- und Individuenspektrum auffällig. Im oberen Teil des Schichtenstoßes zeigen viele Faunenelemente einen ausgeprägten Zwergwuchs. Dieses Indiz läßt zusammen mit dem Auftreten von Gipskristallen auf einen ansteigenden Salzgehalt des Mediums schließen (Hagn, Butt & Malz 1980). Vergleichbares ist heute in warmen Breiten in Lagunen zu beobachten, deren Wasseraustausch mit dem Ozean eingeschränkt ist. Ähnlich wie in den Suiko Seamounts sind auch hier, unabhängig von der allgemeinen Tendenz zur Faunenverarmung zum Hangenden, Unterschiede in der Faunenzusammensetzung zu beobachten, die auf die hier wohl besonders instabilen Umweltbedingungen zurückzuführen sind. Die Wassertiefe dürfte 30 m nicht überschritten haben. Die Wassertemperatur dürfte ähnlich wie in den Suiko Seamounts tropisch bis subtropisch gewesen sein, so daß auch hier eine extreme Aufheizung des Gewässers wohl nicht stattgefunden hat. Die zumindest zeit- und stellenweise relativ reiche Flora deutet auf eine gute Durchlichtung des Wassers und spielt angesichts des substratarmen Weichgrundes der Lagune als Substrat für verschiedene Benthos eine wichtige Rolle.

Die Serpuliden- und Spirorbidenfaunen beschränken sich im wesentlichen auf den tieferen Teil der Lagunenablagerungen. Aus den höheren Schichten liegen nur Einzelfunde vor. Lediglich in den tiefsten Schichten der Bohrung fand sich ein einzelner Röhrenrest vom *Glomerula*-Typ, der vielleicht den Filograninae zugeordnet werden kann. Auch die Serpulinae sind recht selten und finden sich nur an zwei Stellen im Profil – im unteren und mittleren Teil. Es handelt sich im wesentlichen um Vertreter von *Pomatoceros* ? sp., auf deren euryökes Verhalten bereits hingewiesen wurde. Die zwei weiteren Röhrenreste von Serpulinae sind generisch nicht sicher bestimmbar.

Erheblich individuenreicher, doch ebenfalls extrem artenarm ist die Spirorbidenfauna. Im tieferen Teil der Schichtenfolge, der noch relativ individuenreiche Faunen lieferte, finden sich monotypische Faunen mit der einzigen Art *Metalaeospira pileoformis.* Monotypische Faunen werden im allgemeinen als Indikatoren für extreme Umweltbedingungen angesehen. Im vorliegenden Fall konnte dieser Schluß auch durch die Analyse der anderen Faunenelemente verifiziert werden (s. o.). Auffällig ist nicht nur das Auftreten eines Vertreters der Gattung *Metalaeospira* in diesen Breiten und in einer Lagune mit tropischem bis subtropischen Wasser, sondern darüber hinaus, daß die Art in solch ein ökologisch instabiles Biotop eindringt und hier das beherrschende Faunenelement wird. Die rezenten *Metalaeospira*-Arten sind alle auf subantarktische Bereiche beschränkt und zeigen durchweg ein stenökes Verhalten. Diese auffällige Diskrepanz zwischen neozoologischen und paläozoologischen Befunden läßt auf eine Änderung der geographischen Verbreitungsräume und ökologischen Ansprüche im Laufe der Phylogenese schließen. Die Häufigkeit der *Metalaeospira pileoformis* vor allem in den tiefen Schichten der Bohrung 430 deutet auf ein ausgeprägt euryökes Verhalten. Zum Hangenden hin wird diese Art immer seltener und findet sich in den höchsten Schichten nur noch als Einzelfunde. Im höheren Teil der Profilfolge konnten neben *Metalaeospira* auch vereinzelte Stücke von *Janua* sp. (aff. *quasiacuta* ?) beobachtet werden. Wie schon erwähnt, sind einige rezente *Janua*-Arten für ihre ökologische Anpassungsfähigkeit und ihr Auftreten in Lagunen bekannt.

Die auffällige Dominanz der Spirorbiden auch in diesen Lagunenablagerungen ist vermutlich wiederum auf die Armut der Lagune an festen Substraten und den Reichtum an Algen zurückzuführen. Beim Vordringen in Extrembiotope verschafft den Spirorbiden außer ihrer Neigung

auf Algen zu siedeln auch ihre geringe Größe häufig einen Vorteil, da sie ihnen erst die Besiedelung von Kiesgeröllen, flachen Mulden im Fels oder Grübchen an Algen ermöglicht. Ein weiteres morphologisches Merkmal, das hohe Verhältnis von Oberfläche zu Volumen, erleichtert es ihnen ebenfalls unter extremen Bedingungen zu überleben. Im Prinzip wird das Wachstum von Serpuliden und Spirorbiden jedoch von ökologischem Streß in gleichem Umfang beeinflußt, wobei sie allerdings auf einzelne Faktoren unterschiedlich reagieren. In rezenten Lagunen und ähnlichen Extrembiotopen ist keine prinzipielle Dominanz der Spirorbiden gegenüber den Serpuliden zu beobachten.

SYSTEMATISCHER TEIL

Klasse: Polychaeta Grube 1850

Ordnung: Sedentaria Lamarck 1818

Unterordnung: Serpulimorpha Hatschek 1893

Familie: Serpulidae Savigny 1818

Bemerkungen: Die Bestimmung fossiler Serpuliden stellt den Paläontologen nach wie vor vor große Probleme. Zoologen und Paläontologen gehen die Probleme einer „natürlichen" Systematik von zwei verschiedenen Seiten an. Während der Zoologe seine Systematik vor allem am Bau des Weichkörpers und des Operculums orientiert, kann der Paläontologe seine Systematik nur nach den fossil erhaltungsfähigen Röhren und ihren Merkmalen sowie seltenen Opercula ausrichten. Es ist unzweifelhaft, daß Hart- und Weichteilcharakteristika ziemlich ungleichwertig sind. Die Röhren können innerhalb einer Art stark variieren oder auch bei verschiedenen Gattungen gleich ausgebildet sein. In neuerer Zeit hat sich jedoch bei zoologischen Untersuchungen gezeigt, daß es eine ganze Anzahl rezenter Gattungen gibt, die über einen durchaus charakteristischen und taxonomisch bedeutsamen Röhrenbauplan verfügen (z. B. *Neomicrorbis, Vitreotubus, Filogranula, Vermiliopsis, Pseudovermilia* usw.). Von besonderer taxonomischer Bedeutung sind für den Paläontologen die seltenen kalkigen Opercula (vgl. Cupedo 1980a, b).

In meiner letzten Arbeit (Lommerzheim 1979) habe ich versucht, die taxonomische Stellung fossiler Röhren über einen direkten Vergleich mit umfangreichem rezenten Material zu rekonstruieren. Dieses Vorgehen ist jedoch vor allem unter den Zoologen nicht unumstritten. Überträgt man die an rezenten Formen gewonnenen Erkenntnisse in vollem Umfang und mit allen Konsequenzen auf die fossilen Formen, so wären nur sehr wenige fossile Serpuliden auch nur halbwegs sicher zu bestimmen. Hier gilt es einen Kompromiß zu finden. Es zeigt sich eine breite Kluft zwischen den in der Neozoologie beschriebenen Biospezies und den in der Paläozoologie beschriebenen Morphospezies und es ist im Moment noch nicht recht abzusehen, wie dieses Dilemma am besten zu überwinden ist. Mein noch vor kurzem geäußerter Optimismus (Lommerzheim 1979) bezüglich der taxonomischen Aussagekraft der Feinstrukturen der Serpulidenschale, hat sich nur als bedingt gerechtfertigt erwiesen. Zum einen sind diese Strukturen einfach zu wenig differenziert um genauere taxonomische Zuordnungen, etwa auf Gattungsebene, zu ermöglichen und zum anderen werden sie doch in wesentlich stärkerem Umfang durch Umwelteinflüsse modifziert als ursprünglich angenommen. Die Kritik vieler Neozoologen an den Bestimmungen der Paläozoologen ist daher nur zu verständlich und meist gerechtfertigt, doch wäre es genauso falsch auf eine Bestimmung der fossilen Arten völlig zu verzichten. Man muß sich eben nur darüber im klaren sein, daß viele der fossilen „Arten" lediglich Gruppen von ähnlichen Röhrentypen umfassen, die mit den tatsächlichen Biospezies nichts zu tun haben müssen.

Unterfamilie: Filograninae Rioja 1923

Bemerkungen: Es liegen vereinzelte fast glatte, runde, ± dickschalige Röhren vor, die man je nach Durchmesser in die Verwandtschaft der Gattungen *Glomerula* Nielsen und *Protula* Risso stellen könnte, doch sind die extrem merkmalsarmen und nur mäßig erhaltenen Röhren nicht mit hinreichender Sicherheit bestimmbar. Selbst ihre Zuordnung zu den Filograninae ist noch nicht gesichert.

Vorkommen: Verstreut in den Bohrungen 433A–C, ganz vereinzelt in den tiefsten Schichten der Bohrung 430.

Unterfamilie: Serpulinae Macleay 1840

Gattung: *Hydroides* Gunnerus 1768

Typ-Spezies: *Hydroides norvegica* Gunnerus 1768

Hydroides ? sp.

Beschreibung: Die Röhre ist zunächst fixiert und richtet sich später steil vom Substrat auf. Oberfläche mit feinen Zuwachsstreifen und 3 deutlichen Rückenkielen. Querschnitt quadrangular. 2 Röhren der Länge nach miteinander verwachsen. Röhrenquerschnitt 1,2 mm.

Material: 1 kleiner Röhrenrest

Substrat: Vermutlich Algen. *Hydroides* gehört zu den wenigen Vertretern der Serpulinae, die selten auch Algen als Substrat besiedeln (frdl. briefl. Mitt. Ten Hove).

Stratigraphie: mittleres Paläozän

Vorkommen: höhere Schichten der Bohrung 433B

Gattung: *Pomatoceros* PHILIPPI 1844
Typ-Spezies: *Serpula triquetra* LINNE 1758
Pomatoceros ? sp.
Abb. 1a, b

Beschreibung: Das Operculum wird von einer flachen Kalkscheibe mit einem kleinen, ± zentral gelegenen, konischen Vorsprung abgeschlossen. Unterseite leicht konkav eingesenkt. Durchmesser: 0,69–1,23 mm. Röhren überwiegend fixiert und unregelmäßig gewunden. Röhrenquerschnitt triangular und mit scharfen Kanten. Schalenoberfläche bis auf schwache Zuwachsstreifen glatt. Röhrendurchmesser: 0,98–1,50 mm.

Material: 64 zum größten Teil sehr schlecht erhaltene Röhren und 11 Opercula. In einigen Fällen hat man den Eindruck, daß die Röhren von Crustaceen oder Fischen aufgebrochen worden sind.

Substrat: Vermutlich Algen, selten auch Muschelreste und Kalkalgen. Auch *Pomatoceros* gehört zu den wenigen Serpulinae, die auch weiche Substrate, wie z. B. Algen, selten besiedeln.

Bemerkungen: Obwohl von der oben beschriebenen Art sowohl die Opercula wie auch die Röhren bekannt sind, ist im Moment nicht einmal eine eindeutige generische Zuordnung möglich. Das liegt daran, daß weder die Röhren noch die Opercula besonders charakteristisch sind. Recht ähnliche Röhren und Opercula finden sich bei einer ganzen Fülle verschiedener rezenter Gattungen. Zum Vergleich mit dem taxonomisch besonders wichtigen Operculum bieten sich folgende rezente Gattungen an: *Omphalopomopsis*, ,,*Vermiliopsis*", *Pomatoceros*, *Spirobranchus* und *Pomatoleios*.

Das Operculum von *Omphalopomopsis langerhansi* (MARENZELLER 1844) wird nach ZIBROWIUS (1972a, S. 122 und 1973, S. 59) von einer leicht konvexen Kalkscheibe abgeschlossen, die jedoch im Vergleich zu den fossilen Opercula noch dünner und zarter ist und keine Auswüchse zeigt. Deutliche Unterschiede ergeben sich hinsichtlich des Röhrentyps: triangulare Röhren sind von *Omphalopomopsis* unbekannt. Die zoogeographische Verbreitung von *Omphalopomopsis* überschneidet sich mit dem Vorkommen der fossilen Art, doch ist *Omphalopomopsis* bislang nur aus bathyalen Gewässern bekannt. Zusammenfassend erscheint eine Zugehörigkeit der fossilen Art zu dieser Gattung wenig wahrscheinlich.

,,*Vermiliopsis*" *eliasoni* ZIBROWIUS (1970a, S. 121, Fig. 1a, b) und ,,*Vermiliopsis*" *glacialis* MONRO (vgl. HARTMAN 1966, S. 133, Taf. XLV, Fig. 2), deren generische Stellung noch unklar ist, zeigen eine sehr dünne, hohle Operculumkappe mit einem kleinen Vorsprung, die den etwas dickeren Opercula der fossilen Art sehr nahe kommen. Beide Arten zeigen jedoch im Gegensatz zur fossilen Form Röhrentypen mit mehreren Längskielen. Auch zoogeographisch und ökologisch ergeben sich keine Übereinstimmungen: ,,*V.*" *eliasoni* wurde von ZIBROWIUS (1970a, S. 117) aus dem E-Atlantik zwischen Madeira und der S-Küste Portugals (,,Banc Joséphine") beschrieben, wo sie in einer Wassertiefe von ca. 225 m siedelt. ,,*V.*" *glacialis* ist eine in antarktischen Gewässern beheimatete Art. Nach MONRO (1939, S. 151) und HARTMAN (1966, S. 133) liegen die Vorkommen dieser Art in Wassertiefen unterhalb von 500 m. Daher erscheint auch eine Verwandtschaft der fossilen Form mit diesen beiden rezenten Arten wenig wahrscheinlich.

Die heute fast weltweit verbreiteten Gattungen *Spirobranchus* und *Pomatoceros* sind an Hand von Hartteilcharakteristika nicht sicher zu unterscheiden. Bei beiden Gattungen treten Röhren- und Operculumtypen auf, die völlig denen der fossilen Art entsprechen. Diese Opercula sind dicker und massiver als die von *Omphalopomopsis* und ,,*Vermiliopsis*". Abgebildet wurden derartige Opercula z. B. von *Spirobranchus polycerus* SCHMARDA (TEN HOVE 1970, Fig. 121), *Sp. polytrema* PHILIPPI (DEW 1959, Fig. 15A, B; RIOJA 1931, Taf. 141, Fig. 6), *Sp. eitzeni* AUGENER (ZIBROWIUS 1973, Fig. 6), *Sp. lima* (GRUBE) (ZIBROWIUS 1968, Taf. 6, Fig. 29–32, Taf. 7, Fig. 1), *Pomatoceros minutus* RIOJA (ZIBROWIUS 1970b, Taf. 3, Fig. 13, 14) und *P. terraenovae* BENHAM (DEW 1959, Fig. 13B).

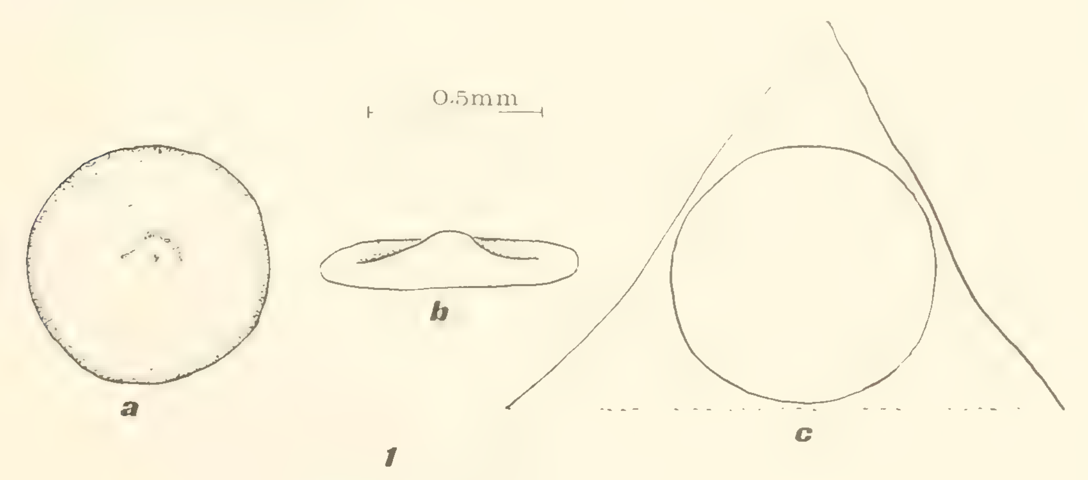


Abb. 1. *Pomatoceros* ? sp. a, b. Operculum, c. Röhrenquerschnitt

Daneben findet sich dieser Operculumtyp auch als zufällige Varietät bei weiteren Arten von *Spirobranchus, Pomatoceros* und *Pomatoleios* (frdl. briefl. Mitt. TEN HOVE). Obwohl dieser Operculumtyp arten- und individuenmäßig bei *Spirobranchus* am häufigsten zu beobachten ist, erscheint aus ökologischen Gründen eine Zuordnung der fossilen Form zu *Pomatoceros* am wahrscheinlichsten. Verschiedene rezente Vertreter dieser Gattung zeigen ein ausgeprägt euryökes Verhalten und dringen auch in Lagunen ein. Bei *Spirobranchus* und *Pomatoleios* ist ein derartiges Verhalten kaum zu beobachten, jedoch nicht auszuschließen (frdl. briefl. Mitt. TEN HOVE). Das bislang einzige fossile Operculum, das mit den paläozänen Opercula vergleichbar ist, habe ich vor kurzem (LOMMERZHEIM 1979, S. 153, Abb. 5) aus dem Cenoman beschrieben. Diese geologisch erheblich ältere Form ist weder von den paläozänen noch von den entsprechenden rezenten Formen eindeutig zu unterscheiden.

Stratigraphie: mittleres Mittelpaläozän

Vorkommen: Verstreut in den Bohrungen 433A–C, vereinzelt in den mittleren Schichten der Bohrung 430.

Genera indet.

Neben den beiden oben beschriebenen Röhrentypen liegen noch einige schlecht erhaltene Röhren mit eventuell pathologisch bedingten Durchbrüchen in den Röhrenwandungen und einer Skulptierung, die an Tuben des *Ficopomatus*-Formenkreises erinnern, vor. Einige weitere ± glatte, runde Röhren sind auf Grund ihrer extremen Merkmalsarmut unbestimmbar.

Vorkommen: Selten in den Bohrungen 433A–C und ganz vereinzelt in der Bohrung 430.

Familie: Spirorbidae PILLAI 1970

Bemerkungen: Die Systematik der Spirorbiden hat in den letzten Jahrzehnten durch die Intensivierung der Forschungstätigkeit eine explosionsartige Entwicklung durchgemacht. Noch bis zum Ende der 60er Jahre wurden die Spirorbiden als Unterfamilie zu den Serpulidae gestellt und alle Arten der „Großgattung" *Spirorbis* zugeordnet, die in mehrere Untergattungen unterteilt wurde. Zu Beginn der 70er Jahre setzt sich mit rasch anwachsender Kenntnis der morphologischen und phylogenetischen Zusammenhänge eine Aufgliederung der Spirorbiden in verschiedene Gattungen durch. Eine wichtige Rolle spielen bei dieser Entwicklung die Arbeiten von BAILEY (1969b) und PILLAI (1970). PILLAI (1970) geht noch einen Schritt weiter indem er die bisherige Unterfamilie als eigenständige Familie betrachtet. Diesem Schritt folgen die meisten Zoologen erst nach langem Zögern und ausgiebiger Diskussion (BAILEY-BROCK & P. KNIGHT-JONES 1977, P. KNIGHT-JONES & E. W. KNIGHT-JONES 1977, P. KNIGHT-JONES 1978, P. KNIGHT-JONES & FORDY 1979 sowie P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & DALES 1979). Nach diesen neuesten Untersuchungen beruht die Abgrenzung gegen die Serpulidae im wesentlichen auf der Asymmetrie des Körpers, den regelmäßig aufgerollten Röhren, der geringen Anzahl von 3–5 rudimentären Thoraxsegmenten sowie Merkmalen der Brutpflege und Embryologie. Aus paläontologischer Sicht ergeben sich noch zwei weitere Kriterien, die für eine Abtrennung der Spirorbiden als eigene Familie sprechen: die Phylogenie und das geologische Alter. Beiden Kriterien wird vor allem von HENNIG (1950) beträchtlicher Wert für die moderne Systematik zuerkannt. Die Spirorbidae sind eine sehr alte Gruppe, die mindestens seit dem Ordovizium bekannt ist und seitdem eine lange eigenständige Entwicklung durchgemacht hat. Ob Serpulidae und Spirorbidae gemeinsame Vorfahren hatten oder ob die Spirorbidae einen frühen Seitenzweig der Serpulidae bilden, ist noch unklar. Daß sich Serpulidae und Spirorbidae trotz ihrer frühzeitigen Abtrennung auch heute noch so nahe stehen, spricht für eine langsame und über weite Strecken konvergente Evolution.

Eine heftige Diskussion löste das Vorgehen von P. KNIGHT-JONES (1978ff.) aus, die die Spirorbidae in 6 Unterfamilien aufteilte. Die Vor- und Nachteile einer derart feinen Aufsplitterung können und sollen an dieser Stelle nicht diskutiert werden. Man wird abwarten müssen inwieweit sich dieses Vorgehen in der Praxis bewehrt und durchsetzen kann. Eine Zuordnung fossiler Morphospezies zu einer dieser Unterfamilien, deren Abgrenzung nur auf Weichteilcharakteristika beruht, ist nur dann möglich, wenn sie einer rezenten Gattung zugeordnet werden können. Im folgenden war das angesichts des reichen Materials an Opercula möglich, doch wird man beim Vordringen in ältere geologische Formationen auf immer größere Schwierigkeiten stoßen.

Für die Abgrenzung der ca. 14 rezent bekannten Gattungen und ca. 110 Arten werden von den Neozoologen die Weichteilcharakteristika, die Art der Brutpflege und Merkmale der Embryologie, die Gestalt der Opercula und einige Röhrenmerkmale herangezogen. Für den Paläozoologen ergeben sich Anknüpfpunkte an die rezente Systematik nur durch die Röhrenmerkmale und die Opercula. Der Röhrenbauplan ist bei rezenten Spirorbiden häufig arttypisch, doch nur in ganz wenigen Fällen auch gattungstypisch (z. B. bei *Protolaeospira).* Der Windungssinn der Röhre wurde lange Zeit als ein gattungstypisches Merkmal angesehen, doch kommt man in neuerer Zeit mehr und mehr wieder davon ab, da immer häufiger Gattungen, die ursprünglich als ausschließlich rechts gewunden angesehen wurden, auf Grund der Weichteilcharakteristika nun auch linksgewundene Arten zugeordnet werden müssen und umgekehrt. Im Prinzip läßt sich vieles, was ich bei den Serpuliden an Schwierigkeiten bei der Bestimmung angeführt habe, auch auf die Spirorbiden übertragen. Doch trifft man hier in sofern auf ungleich günstigere Verhältnisse, als fast alle Spirorbiden über kalkige

Opercula verfügen, die sich fossil erhalten. Das Operculum ist auch in der rezenten Systematik von beträchtlicher Bedeutung und erlaubt normalerweise eine sichere generische Zuordnung. Auch eine Artbestimmung ist meistens, jedoch nicht immer, eindeutig an Hand des Operculums möglich. Vor allem warmwasserbewohnende Formen, wie z. B. viele *Janua*-Arten, zeigen häufig eine recht variable Operculumgestalt, die eine einwandfreie Artbestimmung erschwert. Hier kommt man zu genaueren Bestimmungen, wenn man die Röhrenmorphologie mit zu Beurteilung heranzieht. Das Operculum ermöglicht bei einigen Gattungen auch Rückschlüsse auf die Art der Brutpflege und erschließt dem Paläozoologen damit ein weiteres systematisch bedeutsames Merkmal. Die Brutapparate sind zwar meistens sehr dünnschalig und empfindlich, doch zumindest in einigen Fällen durchaus erhaltungsfähig (*Cubiculovinea*, S. 46).

Im folgenden ergaben sich Probleme bei der Abgrenzung der Morphospezies dadurch, daß einige der über 65 Millionen Jahre alten Opercula kaum von Opercula rezenter Arten zu unterscheiden sind. Seit geraumer Zeit findet unter den Zoologen eine kritische Diskussion über die Evolutionsmechanismen und -abläufe und ihre Bedeutung für eine ,,natürliche" Systematik statt, die noch keineswegs abgeschlossen ist, doch schon einige wichtige Arbeitsmethoden und -hypothesen geliefert hat (Sewertzoff 1931, Hennig 1950, Simpson 1961, Mayr 1963, 1969, Eichler 1978 u. v. a. m.), die für den Paläozoologen von großer Bedeutung sind. So bieten sich als Erklärung für die obige Beobachtung mindestens 2 gleichwertige Hypothesen an: 1. die Gattung oder Art zeigt eine sehr langsame Evolution oder 2. fossile und rezente Formen zeigen eine konvergente Evolution. Da die Systematik und Taxonomie der Spirorbidae in der Neozoologie und Paläozoologie zwangsläufig erhaltungsbedingt nur relativ wenig Berührungspunkte kennt und daher andere Prioritäten setzt und sich auch für die Zukunft keine Möglichkeit abzeichnet, die in der rezenten Systematik so wichtigen Weichteilcharakteristika auch dem Paläozoologen in irgendeiner Form zu erschließen, tut man sich ziemlich schwer, die eine oder andere dieser Hypothesen zu verifizieren. Möglicherweise lassen auch die im folgenden nachgewiesenen, z. T. neuen Verbreitungsräume und ökologischen Verhaltensweisen verschiedener Gattungen und Arten neue Schlüsse auf die Evolution dieser Gruppe zu. Die Abwanderung der Gattungen *Paralaeospira* und *Circeis* in kühlere Gewässer der Süd- bzw. Nordhalbkugel ist eventuell auf den harten Konkurrenzkampf mit Warmwassergattungen zurückzuführen. Eine detaillierte Erläuterung dieser Fragen kann jedoch nur an anderer Stelle in größerem Zusammenhang erfolgen. Es sei hier nur noch darauf hingewiesen, daß recht ähnliche Konvergenzen der Opercula zwischen rezenten und fossilen Formen auch bei den Serpulidae gelegentlich beobachtet werden können, so z. B. bei *Neomicrorbis* (Zibrowius 1972b) und *Sclerostyla* (Ten Hove 1973 und Cupedo 1980b).

Vorbemerkungen zu Material und Methodik: Im Gegensatz zu den sehr seltenen Serpuliden liegen mir von den Spirorbiden 9051 Röhren und 287 Opercula zur Untersuchung vor. Ein Teil dieses Materials ist nur mäßig erhalten – leicht abgerollt, von puderartig feinen Kalzitkristallen überzogen, durch eingedrückte Sedimentteilchen entstellt oder von Kalkalgen oder Bryozoen überkrustet. Dieser Mangel wird durch den Umfang des untersuchten Materials jedoch weitgehend ausgeglichen, da von den meisten Arten noch mindestens 100 gut erhaltene Exemplare in verschiedenen ontogenetischen Stadien vorliegen. Auch Aussagen zur Variationsbreite sind fast immer möglich. Da die Opercula, wie schon erwähnt, systematisch und taxonomisch von großer Bedeutung sind, bildet das relativ reiche Operculamaterial auch Grundlage und Schwerpunkt bei den folgenden Beschreibungen der meisten Arten. Eine Schwierigkeit ergibt sich bei der Bestimmung dadurch, daß sich Röhren und Opercula meist nur noch isoliert voneinander in den Proben finden. So beinhaltet mein umfangreiches Material lediglich 7 Röhren mit Opercula in situ. Selbst rezenten Spirorbiden fehlt häufig das Operculum, da sie eine große Anzahl natürlicher Feinde haben und viele Tiere ihre Opercula schon zu Lebzeiten durch den vergeblichen Angriff eines Räubers verlieren (E. W. Knight-Jones, P. Knight-Jones & Bregazzi 1973, S. 14). Kleine Fische haben häufig eine große Anzahl Opercula von gefressenen Serpuliden und Spirorbiden im Magen. Aus diesem Grund ist auch nur für 3 der im nachfolgenden beschriebenen Arten die Zusammengehörigkeit von Röhren und Opercula eindeutig geklärt. Als präparatorisch recht schwierig erwies sich die Trennung von Röhren und Opercula, da die Röhren, bei denen die Opercula noch in situ in der Mündung sitzen, fast immer sekundär mit Kalzitkristallen völlig ausgefüllt sind. Obwohl verschiedene Methoden (mechanische, chemische und Ultraschallpräparation) ausprobiert wurden, ließ es sich nicht vermeiden, daß dabei sowohl die Opercula wie auch die Röhren in Mitleidenschaft gezogen wurden. Daher wurden diese Stücke im folgenden auch nicht als Holotypen gewählt, sondern auf die besser erhaltenen isolierten Opercula zurückgegriffen. Zur Darstellung hat sich bei Opercula und Röhren die zeichnerische, leicht idealisierte Abbildung, bei der die sich aus der Erhaltung ergebenden Merkmale (aufsitzende Kalzitkristalle, Sedimentbröckchen u. ä.) weggelassen wurden, als am vorteilhaftesten erwiesen. Die zeichnerische Darstellung ist auch in zoologischen Arbeiten üblich. Versuche mit SCAN-Fotographien, die freundlicherweise Herr Dr. Knauff anfertigte, erbrachten nicht so zufriedenstellende Ergebnisse, da auf ihnen gerade die sekundären erhaltungsbedingten Merkmale zu stark betont werden. Noch unzureichendere Ergebnisse ergaben sich bei der Auflichtfotographie.

Schlüssel zu den im folgenden beschriebenen Arten

1. Röhre rechts gewunden 2
– Röhre links gewunden 9
2. Röhre glatt oder mit Querringen, Querschnitt rund 3
– Röhre mit deutlichen Längskielen, Querschnitt variabel 6
3. Röhre anfangs planspiral aufgerollt, Röhrenende korkenzieherartig gedreht, Schale mit Querringen . . . . . *Circeis* ? sp. (*cingulata*-Wuchsform)
– Röhre planspiral oder konisch aufgerollt, glatt 4
4. Röhrenende nicht oder nur kurz abstehend, Röhrendurchmesser > 0,5 mm 5
– Röhrenende ± lang abstehend, korkenzieherartig gedreht, Röhrendurchmesser < 0,5 mm . . . . . „*Bipygmaeus*" sp.
5. Operculumplatte keulenförmig, Stiel kurz und schlank, Brutpflege in der Röhre . . . . . *Paralaeospira clavaeformis*
– Operculumplatte konisch, Stiel breit und gedrungen, Brutpflege in der Röhre . . . . . *Circeis paleocaenicum*
6. Röhre mit 2 deutlichen Längskielen und blättriger Zuwachsstreifung, Querschnitt quadrangular, planspiral aufgerollt . . . . . *Janua* ? *bilineata*
– Röhre mit 1–3 Längskielen und Kerbenreihen, Querschnitt triangular bis quadrangular, variabel aufgerollt 7
7. Wände der Brutkammer vollständig verkalkt . . . . . *Cubiculovinea communis*
– Wände der Brutkammer nur im distalen Teil verkalkt 8
8. Operculumplatte scheibenförmig, Stiel verbreitert sich proximal . . . . . *Janua* cf. *pseudocorrugata*
– Operculumplatte scheibenförmig, Stiel lang und schlank . . . . . *Janua quasiacuta*
9. Röhre im Querschnitt rund, mit 5–7 Längskielen, planspiral oder unregelmäßig aufgerollt, Operculumplatte dickwandig und hohl, konisch bis mützenförmig, kein Stiel . . . . . *Metalaeospira pileoformis*

Unterfamilie: Circeinae P. Knight-Jones 1978

Diagnose und Abgrenzung: siehe P. Knight-Jones, E. W. Knight-Jones & Dales (1979, S. 427)

Gattung: *Circeis* Saint-Joseph 1894
Typ-Spezies: *Circeis armoricana* Saint-Joseph 1894

Diagnose der Weichteile: siehe P. Knight-Jones & E. W. Knight-Jones (1977, S. 467).

Diagnose der Hartteile: Operculumplatte von konischer Gestalt; Stiel kurz, breit und gedrungen, am proximalen Ende häufig mit zahnartigen Vorsprüngen, die die Ansatzpunkte für leicht verstärkte Fasern des Kiemenstrahles bilden; es besteht keine Neigung die frühen, im Laufe des Wachstums zu klein gewordenen Opercula zurückzuhalten; die Brutpflege erfolgt in der Röhre. Röhre rechts gewunden und unskulptiert. Schalenmaterial von porzellanartiger Konsistenz und bisweilen leicht durchscheinend.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bezüglich der Operculumgestalt bestehen mit der zur selben Unterfamilie gehörigen Gattung *Paradexiospira* Caullery & Mesnil, deren Opercula allerdings meist stärker ausgeprägt konisch sind und am proximalen Ende nie zahnartige Vorsprünge zeigen. Außerdem sind die Röhren in der Regel deutlich skulptiert (meist ein oder mehrere Längskiele).

Geographische Verbreitung: Die rezenten Vertreter sind im wesentlichen auf die holarktische Region und kühle Gewässer beschränkt. Fossil ist die Gattung bislang mit Sicherheit nur aus dem NW-Pazifik (Suiko Seamounts, Bohrungen 433A–C) bekannt.

Stratigraphie: Paläozän bis rezent.

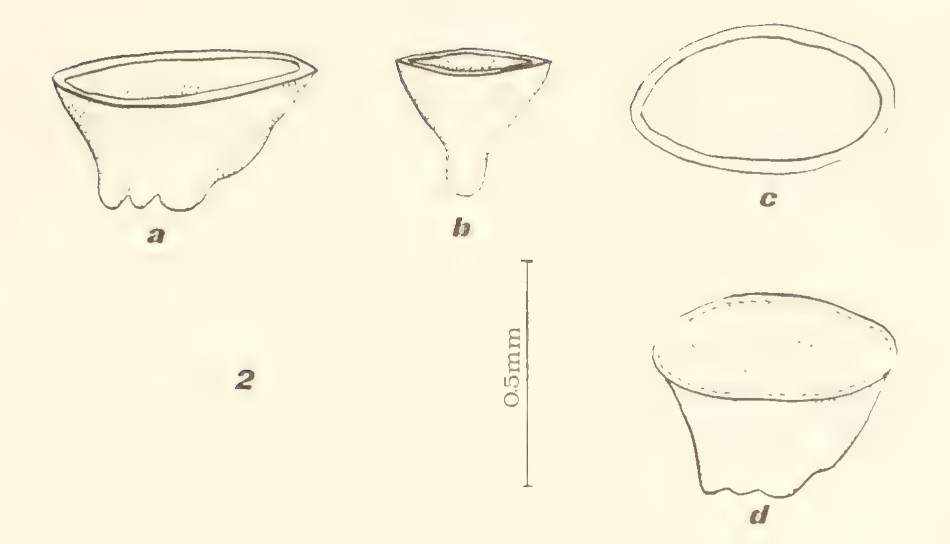


Abb. 2. *Circeis paleocaenicum* n. sp. Opercula a, b, c. verschiedene Ansichten des Holotypus (BSP 1978 XX 3) mit ausgeprägt konkav eingesenkter Deckelplatte, d. Operculum mit nur schwach konkaver Deckelplatte

Circeis paleocaenicum n. sp.
Abb. 2a–d

Derivatio nominis: nach dem Vorkommen im Paläozän

Locus typicus: Bohrung 433B, Suiko Seamounts, DSDP Leg 55, NW-Pazifik

Stratum typicum: *Globorotalia pusilla pusilla*-Zone

Holotypus: BSP 1978 XX 3

Paratypoide: BSP 1978 XX 4

Diagnose: Operculum von konischer Gestalt, Oberseite der Deckelplatte deutlich konkav eingesenkt. Stiel kurz und gedrungen, am proximalen Ende mit ± deutlichen, zahnartigen Vorsprüngen. Umriß oval. Höhe: 0,38–0,58 mm, Durchmesser: 0,35–0,71 mm.

Material: 18 Opercula und eine nicht sicher bestimmbare Anzahl von Röhren.

Bemerkungen: Die Artdiagnose beruht lediglich auf isolierten Opercula. Es liegt zwar eine größere Anzahl von glatten Röhren des *Circeis*-Typs vor, doch hat die *Paralaeospira clavaeformis* n. sp. völlig konvergent Röhren, so daß im Einzelfall nur an Hand der Röhren eine Zuordnung zu der einen oder anderen Art nicht möglich ist.

Substrat: Die oben erwähnten Röhren, die z. T. sicher hierher gehören, finden sich ganz überwiegend auf Algen und nur vereinzelt auf Bryozoen.

Differential-Diagnose: Der fossilen Art am nächsten kommt das rezente *Circeis armoricana* Saint-Joseph. Von den 2 von P. Knight-Jones & E. W. Knight-Jones (1977) beschriebenen ökologisch getrennten Subspezies zeigt *C. armoricana paguri* ein gedrungenes Operculum mit ausgeprägt konischer Gestalt. Die Oberseite der Deckelplatte ist entweder flach oder nur ganz schwach konkav eingesenkt (vgl. P. Knight-Jones & E. W. Knight-Jones 1977, S. 470, Fig. 5D). Wichtiges ökologisches Merkmal dieser Subspezies ist ihr bevorzugtes Vorkommen auf Krebsen. Hierdurch unterscheidet sie sich deutlich von der fossilen Art. Wesentlich schwieriger ist die Abgrenzung des *C. paleocaenicum* gegen das *C. armoricana fragilis.* Diese Unterart ist häufig kleinwüchsiger und zeigt am proximalen Ende des Operculums einen zusätzlichen Lobus, doch haben einige Varietäten auch völlig konvergente Opercula (P. Knight-Jones & E. W. Knight-Jones 1977, S. 469, Fig. 5E, F, G). Auch hinsichtlich ihrer ökologischen Ansprüche entsprechen sich beide Formen teilweise. Die rezente Unterart findet sich im Litoral und Sublitoral (0–20 m Wassertiefe) auf Algen aufsitzend. Sie ist euryök und findet sich auch in Strandtümpeln. Rezent ist sie u. a. auch aus dem NW-Pazifik beschrieben worden.

Die Opercula des rezenten *C. spirillum* (Linne) zeigen häufig ähnlich der fossilen Art eine deutlich konkav eingesenkte Deckelplatte, doch ist der Stiel im Gegensatz zur fossilen Art in der Regel dünn und zart. Es finden sich allerdings auch hier Operculumvarietäten, die kaum von den Opercula der fossilen Art zu unterscheiden sind (P. Knight-Jones & E. W. Knight-Jones 1977, S. 471, Fig. 5 0, P, Q, R). Ökologisch ist das *C. spirillum* meist deutlich zu erkennen, da seine charakteristischen Substrate Sertulariidae, Bryozoen u. ä. sind, die rezent von keiner anderen Spirorbide des NW-Pazifiks besiedelt werden. Gewöhnlich findet sich *C. spirillum* in tieferen Gewässern (10–80 m Wassertiefe) als *C. armoricana* und die fossile Art.

Angesichts der beträchtlichen Variabilität der Opercula ist auch bei rezenten *Circeis*-Arten eine einwandfreie Ab-

grenzung nur auf Grund von Operculamerkmalen nicht immer möglich. In der Grundtendenz scheint sich die neue Art durch die deutlich konkav eingesenkte Deckelplatte in Kombination mit dem großen massiven Stiel von allen rezenten Arten zu unterscheiden. Besonders ihr Vorkommen in Lagunen mit warmem Wasser ist charakteristisch.

Vorkommen: Verstreut in den Bohrungen 433 A–C

Circeis ? sp. *(cingulata* [NIELSEN] – Wuchsform)
Abb. 3

1926 *Serpula cingulata* – ODUM, S. 166 (nomen nudum)
1931 *Spirorbula cingulata* – NIELSEN, S. 111, Taf. 3, Fig. 23–24

Beschreibung: Röhre zunächst unregelmäßig planspiral rechts herum aufgerollt. 2–4 Umgänge. Das bis zu 4 mm lange, abstehende Röhrenende ist korkenzieherartig gedreht. Die Schalenoberfläche zeigt in unregelmäßigen Abständen ± ausgeprägte schmale Ringwülste und ist ansonsten glatt. Mündung mit schmalem Ringwulst. Querschnitt rund. Röhrendurchmesser: 0,4–0,65 mm. Durchmesser der Anfangsspirale: 1,3–1,59 mm. Operculum unbekannt.

Material: 58 Röhren

Substrat: Algen (?)

Bemerkungen: Es ist durchaus möglich, daß diese Röhren lediglich eine besondere Wuchsform des oben beschriebenen *C. paleocaenicum* n. sp. darstellt. Röhren mit korkenzieherartig gedrehtem Röhrenende finden sich auch bei den rezenten *C. spirillum* und *C. armoricana fragilis.* Wie bereits erwähnt, sind beide Formen dem *C. paleocaenicum* sehr ähnlich. Rezent sind Wuchsformen mit langem, weggestrecktem Röhrenende vor allem bei Individuen in Gebieten mit tiefem, tonigen Grund, seltener auch als Reaktion auf andere Einflüsse, wie bei eng übereinandergewachsenen Gehäusen oder bei Bedekkung oder Inkrustierung durch Algen, zu beobachten. Ringwülste, die einen Peristombau erzeugen, sind als Reaktion des Wurmes auf in ± regelmäßigen Abständen auftretende Perioden mit ungünstigen Umweltbedingungen zu deuten. Dabei markieren die jeweiligen Ringe eine Wachstumsunterbrechung und die anschließend engere Fortsetzung der Röhre entspricht dann in ihrem Durchmesser dem verringerten Umfang des Wurmes.

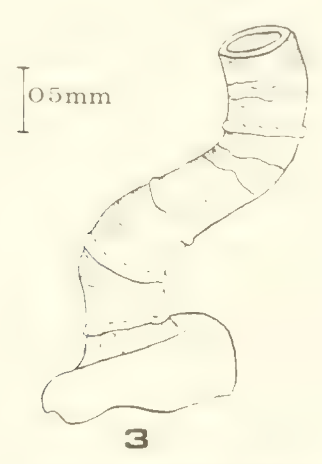


Abb. 3. *Circeis* ? sp. (*cingulata*-Wuchsform), Röhre

Wie aus den obigen Ausführungen hervorgeht, kommt den Merkmalen, die NIELSEN (1931) zur Aufstellung seiner Art heranzog, kein spezifischer Wert zu, sondern es handelt sich lediglich um eine Wuchsform wie sie bei verschiedenen Arten auftreten kann.

Stratigraphie: „Younger Danian" (= oberes Unterpaläozän) bis mittleres Mittelpaläozän

Vorkommen: Verstreut in den Bohrungen 433A und B; außerdem in Dänemark

Unterfamilie: Januinae P. KNIGHT-JONES 1978

Diagnose und Abgrenzung: siehe P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & DALES (1979, S. 431)

Gattung: *Janua* SAINT-JOSEPH 1894
emend. P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & KAWAHARA 1975

Typ-Spezies: *Spirorbis pagenstecheri* QUATREFAGES 1865

Diagnose der Weichteile: siehe P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & KAWAHARA (1975, S. 93)

Diagnose der Hartteile: Röhre überwiegend rechts gewunden. Schalenoberfläche meist mit differenzierter Skulptierung, wobei vor allem Kiele zu beobachten sind. Brutpflege in einer vom Operculum gebildeten Brutkammer, unter der eine sekundäre Platte (ein Rudiment der nächsten Operculumplatte) kurz nach Beginn der Eierproduktion gebildet wird.

Geographische Verbreitung: Heute typische Warmwasserbewohner, die sich nur in tropischen, subtropischen und warm-gemäßigten Regionen, vor allem im Atlantik, Indischen Ozean, Mittelmeer und Pazifik, finden. Fossil nur aus den Bohrungen 433A–C und 430 (Emperor Seamounts, NW-Pazifik) bekannt.

Stratigraphie: Paläozän bis rezent.

Untergattung: *Dexiospira* CAULLERY & MESNIL 1897
emend. P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & KAWAHARA 1975
incl.: *Fauveldora* P. KNIGHT-JONES 1972
Pillaiospira P. KNIGHT-JONES 1973
Typ-Spezies: *Janua (Dexiospira) pseudocorrugata* BUSH 1904

Diagnose: „Coiling usually dextral; distal part of brood chamber with calcified walls;..." P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & KAWAHARA (1975, S. 93)

Bemerkungen: Von den 14 rezenten Arten, die z. Z. *Janua* zugeordnet werden, gehören 12 zur Untergattung *Dexiospira*. Da sich die im folgenden beschriebenen Morphospezies sehr eng an rezente Biospezies der Untergattung *Dexiospezies* anlehnen, scheint es gerechtfertigt, sie ebenfalls dieser Untergattung zuzuordnen.

Janua (Dexiospira) cf. *pseudocorrugata* (BUSH 1904) Abb. 4a–e

cf.: 1974 *Janua (Dexiospira) pseudocorrugata* – E. W. KNIGHT-JONES, P. KNIGHT-JONES & LLEWELLYN, S. 132, Fig. 3C, 11A–P

cf.: 1975 *Janua (Dexiospira) pseudocorrugata* – P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & KAWAHARA, S. 113, Fig. 4A, 5B–D (hier umfangreiche Synomie!)

cf.: 1977 *Janua (Dexiospira) pseudocorrugata* – VINE, S. 54, Fig. 25e, 32b, 33a–h

cf.: 1977 *Janua (Dexiospira) pseudocorrugata* – P. KNIGHT-JONES & E. W. KNIGHT-JONES, S. 489, Fig. 12J–O

cf.: 1979 *Janua (Dexiospira) pseudocorrugata* – P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & DALES, S. 433

Beschreibung: Deckelplatte flach, selten auch mit einem kleinen zentralen Vorsprung. Operculumstiel lang, verbreitert sich meist deutlich zum proximalen Ende hin. Höhe: 0,56–0,75 mm, Durchmesser der Deckelplatte: 0,44–0,61 mm. Röhre unbekannt.

Variationsbreite: Ähnlich wie bei rezenten *Janua*-Arten sind auch bei der fossilen Form die Opercula recht variabel. So kann z. B. der Operculumstiel senkrecht oder auch in schrägem Winkel an der Deckelplatte ansetzen. Der Stiel kann sich zum proximalen Ende hin nur ganz leicht oder auch breit beilförmig verbreitern. Auch die Länge des Stiels kann variieren. Die Deckelplatte kann fast flach oder auch ± stark konvex sein und einen zentralen Vorsprung zeigen.

Material: 11 isolierte Opercula

Differential-Diagnose: Wie bereits erwähnt zeigen viele *Janua*-Arten eine beträchtliche Variabilität der Operculumgestalt. Daher finden sich mit den fossilen Opercula vergleichbare Operculatypen auch bei mehreren rezenten Arten.

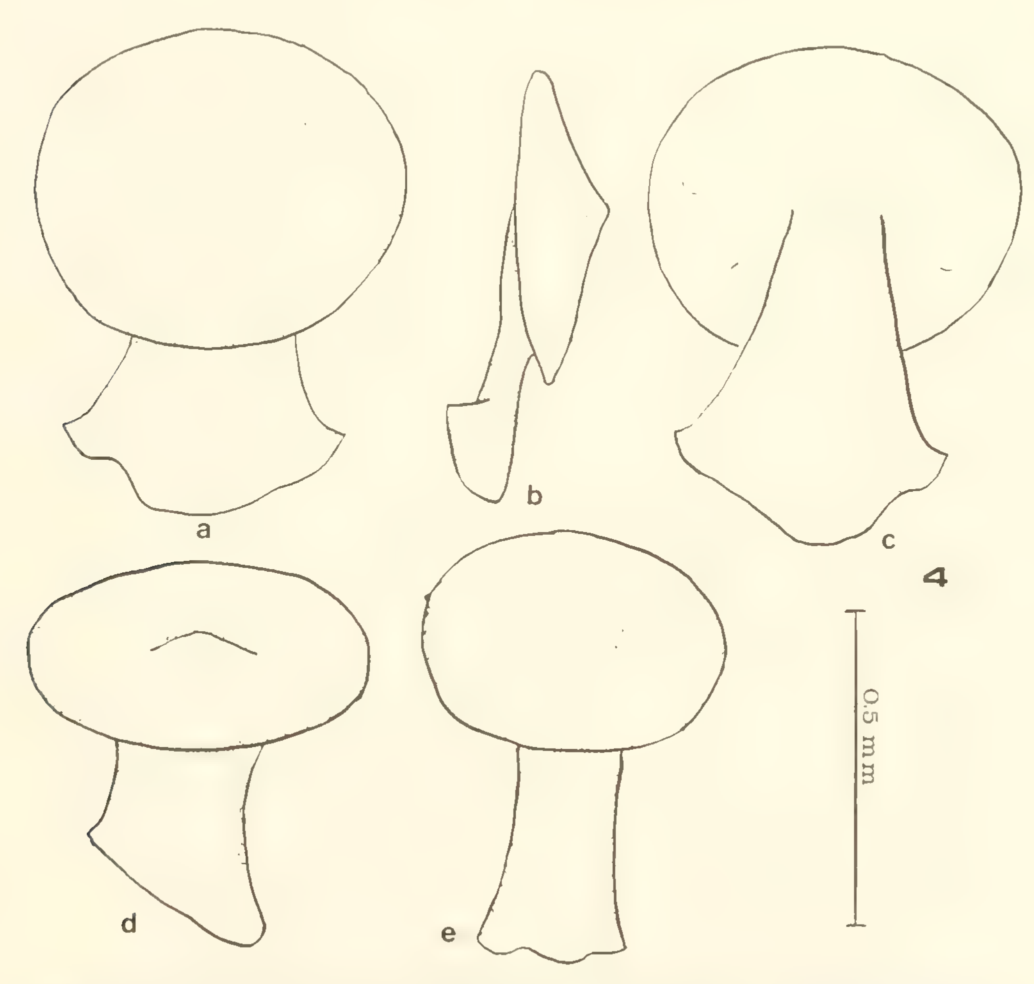


Abb. 4. *Janua (Dexiospira)* cf. *pseudocorrugata* (BUSH) a, b, c. verschiedene Ansichten eines Operculums mit leicht konischer Deckelplatte und proximal deutlich verbreitertem Stiel, d, e. zwei andere Operculum Varietäten mit schlanken, nur schwach verbreiterten Stielen und Deckelplatte mit kleinem konischen Vorsprung (d.) bzw. völlig flacher Oberseite (e.)

Janua (Dexiospira) brasiliensis (GRUBE 1872) zeigt ein Operculum mit einem recht kurzen, proximal sehr stark verbreiterten Stiel (P. KNIGHT-JONES & E. W. KNIGHT-JONES 1977, S. 489, Fig. 12P–W). *Janua (Dexiospira) nipponica* (OKUDA 1934) kommt der fossilen Form hinsichtlich der Operculumgestalt noch etwas näher, da der Stiel in etwa die gleiche Länge hat. Jedoch verbreitert sich der Stiel auch bei dieser Form wesentlich stärker als bei der fossilen Art (P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & KAWAHARA 1975, S. 110, Fig. 4C).

Die größte Ähnlichkeit besteht mit bestimmten Varietäten der *Janua (Dexiospira) pseudocorrugata* (BUSH 1904). Diese Art zeigt eine ganz extreme Variabilität der Operculumgestalt (vgl. P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & KAWAHARA 1975, Fig. 4A). Mit der fossilen Form konvergente Opercula finden sich im Mittelmeer (ZIBROWIUS 1968, S. 203, Taf. 13, Fig. 16–19), bei Hawaii (VINE, BAILEY-BROCK & STRAUGHAN 1972, S. 166, Fig. 4c, d) und in der Karribik (frdl. briefl. Mitt. Dr. P. KNIGHT-JONES). Auch ökologisch würde die Zuordnung der fossilen Form in die Nähe von *J. (D.) pseudocorrugata* am besten harmonieren, da diese Art rezent für ihr recht euryökes Verhalten bekannt ist (ZIBROWIUS 1968 und RELINI & BIANCHI 1978). Die Art ist heute eine typische Form der tropischen bis warm-gemäßigten Gewässer und findet sich im Atlantik, Indischen Ozean, Mittelmeer und Pazifik.

Vorkommen: Verstreut in den Bohrungen 433 A–C.

Janua (Dexiospira) quasiacuta n. sp.
Abb. 5a–e, 6 a–c

Derivatio nominis: quasi (lat.) = gleich wie; die Opercula entsprechen völlig denen der rezenten *J. (D.) preacuta* VINE 1972

Locus typicus: Bohrung 433 A, Emperor Seamounts, DSDP Leg 55, NW-Pazifik

Stratum typicum: *Globorotalia pusilla pusilla* – Zone

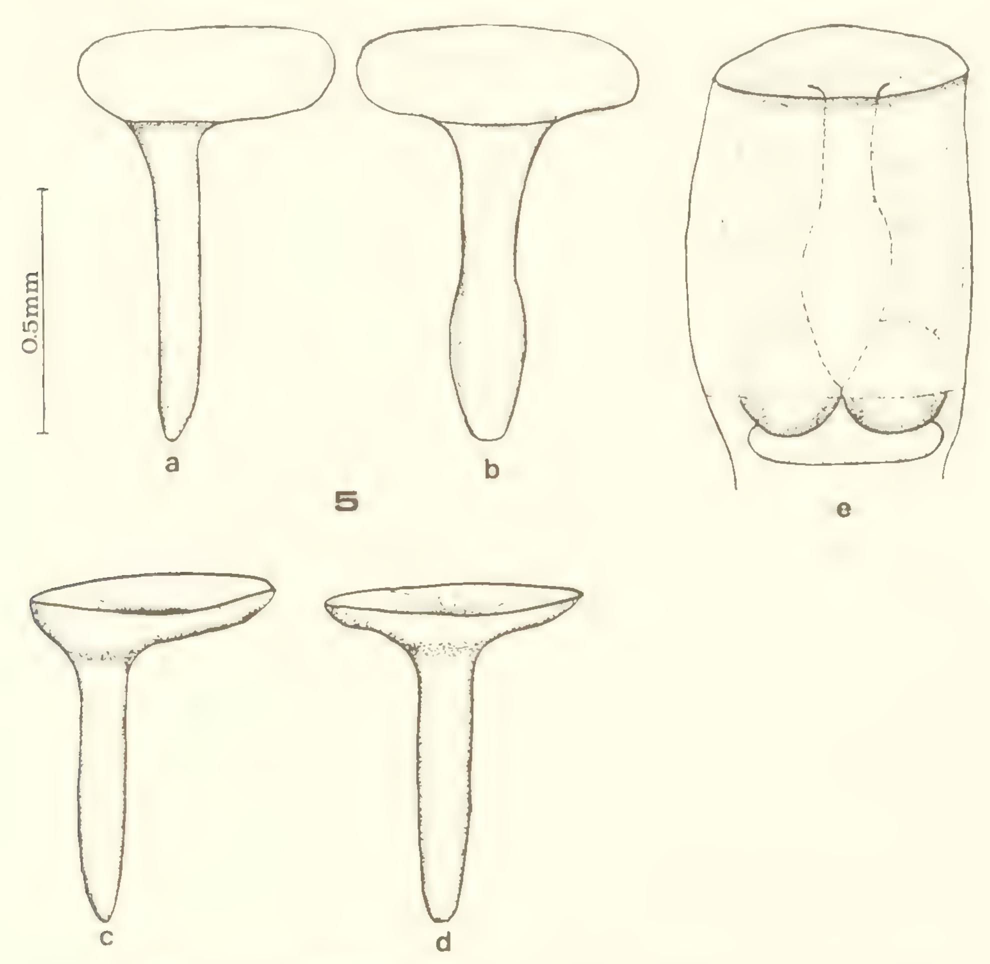


Abb. 5. *Janua (Dexiospira) quasiacuta* n. sp. a, b. Operculum mit dicker, leicht konvexer Deckelplatte und im proximalen Teil leicht verbreiterten Stiel, c, d. Holotypus (BSP 1978 XX 7) mit konkav eingesenkter Deckelplatte, e. Brutapparat von *J. (D.) preacuta* VINE nach KNIGHT-JONES, KNIGHT-JONES & KAWAHARA (1975, Fig. 4 E), etwa konvergent dürfte der Brutapparat von *J. (D.) quasiacuta* n. sp. ausgesehen haben.

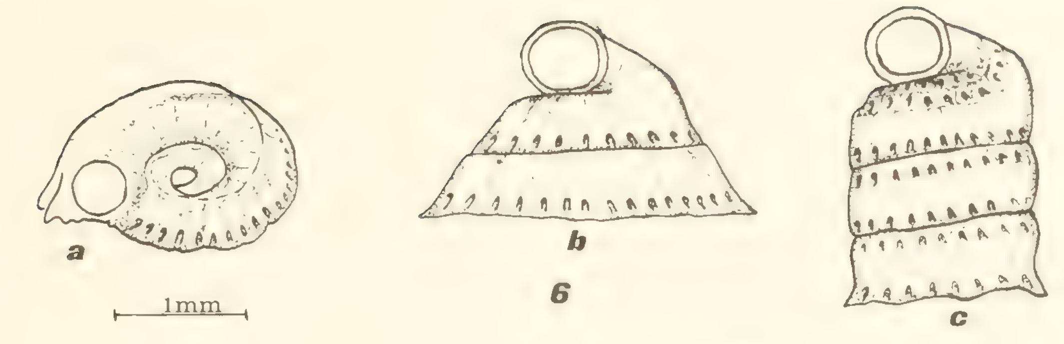


Abb. 6. *Janua (Dexiospira) quasiacuta* n. sp. verschiedene Gehäusevarietäten, a. planspirales Gehäuse mit einem Kiel und einer Kerbenreihe, b. konisches Gehäuse mit Skulptierung wie bei a., c. zylinderförmig aufgerolltes Gehäuse mit 3 Kielen und Kerbenreihen zwischen den Kielen.

Holotypus: BSP 1978 XX 7

Paratypoide: BSP 1978 XX 8,9

Diagnose: Deckelplatte scheibenförmig mit schwach konvexer, konkaver oder planer Oberseite. Stiel lang und schlank, setzt peripher an der Deckelplatte an. Maße: Höhe 0,45–0,69 mm, Durchmesser der Deckelplatte: 0,32–0,58 mm. Neben den primären Opercula kommen auch dünne Kalkscheiben mit stark rudimentärem oder völlig fehlendem Stiel vor, die als die zum Brutapparat gehörigen sekundären Opercula gedeutet werden. Die Brutkammerwände waren nie erhalten.

Röhre rechts gewunden. Schalenoberfläche mit 1–3 Kielen und feinen Zuwachsstreifen. Mit oder ohne Kerbenreihen zwischen den Kielen. Immer findet sich direkt über der Basis der Umgänge eine Kerbenreihe. Flach planspiral, kegel- oder zylinderförmig aufgerollt. Mündungsdurchmesser: 0,42–0,81 mm, Gehäusedurchmesser: 1,21–2,56 mm.

Material: 132 Opercula und 6824 Röhren, darunter 4 Exemplare mit Opercula in situ.

Substrat: Meist vermutlich Algen, seltener auch Bryozoen. Die auf Bryozoen fixierten Gehäuse sind ganz überwiegend kegel- oder zylinderförmig aufgerollt.

Variationsbreite: Ähnlich wie bei den rezenten Formen kann die Operculumgestalt innerhalb verschiedener Populationen sowie während der Ontogenese variieren. So kann die Deckelplatte dünn und zart oder dick und massiv sein. Außerdem kann die Oberseite flach, konkav oder konvex sein. Bei einigen Stücken ist der Operculumstiel in seinem proximalen Teil leicht verbreitert.

Noch erheblich variabeler als die Opercula sind die Röhren. So kann der Röhrenquerschnitt rundlich dreieckig bis vierkantig sein. Das Gehäuse ist zunächst immer planspiral aufgerollt, wobei sich die Windungen entweder eng an das Substrat schmiegen oder aufgebläht erscheinen können. Einige Formen behalten diesen planspiralen Bauplan auch während der weiteren Ontogenese bei. Das Röhrenende kann spiralfederförmig gedreht abstehen. Dreieckige Röhren bilden häufig kegelförmige Gehäuse, während sich bei vierkantigen Tuben bis zu 4 Umgänge zu einem zylindrischen Gehäuse übereinanderlegen können. Alle diese Gehäusevarietäten sind durch fließende Übergänge miteinander verbunden. Die Schalenoberfläche zeigt 1–3 Längskiele und 1–4 Kerbenreihen, die verschieden stark ausgebildet und kombiniert sein können. Es entstehen dabei recht verschiedene Skulpturtypen, die denen von *J. (Janua) pagenstecheri* (QUATREFAGES), *J. (Dexiospira) pseudocorrugata* (BUSH), *J. (D.) steueri* (STERZINGER) oder *J. (D.) lamellosa* (LAM.) ähneln. Die Skulptierung wird bei vielen Formen mit zunehmendem Alter immer undeutlicher. An der Mündung können sich ein oder mehrere zahnartige Vorsprünge zeigen, die von den Längskielen ausgehen. Sämtliche Varietäten sind durch fließende Übergänge miteinander verbunden.

Differential-Diagnose: Durch den charakteristischen langen Operculumstiel rückt die fossile Art automatisch in die Nähe der rezenten *J. (D.) preacuta* VINE 1972a, die als einzige rezente *Janua*-Art diese Operculumgestalt aufweist (VINE 1972a, S. 166, Fig. B–D). Die Röhre dieser Art zeigt jedoch meist 3 Längskiele und deutliche Wachstumsringe, aber keine Kerbenreihen. Noch deutlicher unterscheidet sich die Varietät dieser Art, die unter dem Namen *J. (D.) turrita* VINE 1972b beschrieben wurde und als besonderes Merkmal „rough protuberances on the ridges of the tube" aufweist. Rezent ist *J. (D.) preacuta* eine typische Art tropischer bis warm-gemäßigter Gewässer mit einer Verbreitung, die vom Atlantik über den Indischen Ozean bis zum Pazifik reicht. Soweit bisher bekannt ist die rezente Art jedoch weitgehend stenök und kaum aus Lagunen bekannt. Ähnlich wie die fossile Art besiedelt sie überwiegend Algen.

Die im Prinzip ebenfalls ähnlichen Opercula von *J. (J.) pagenstecheri* (QUATREFAGES) (vgl. E. W. KNIGHT-JONES, P. KNIGHT-JONES & LLEWELLYN 1974, S. 130, Fig. 10b–d) und *J. (Leodora) knightjonesi* (DE SILVA) (vgl. VINE, BAILEY-BROCK & STRAUGHAN 1972, S. 179, Fig. 13c, d) unterscheiden sich deutlich durch die wesentlich kürzeren Operculumstiele.

Vorkommen: sehr häufig in den Bohrungen 433 A–C; fraglich in der Bohrung 430.

Janua (?) *bilineata* (SCHMIDT 1951)
Abb. 7

1951 *Spirorbis (Dexiospira) bilineatus* – SCHMIDT, S. 83, Abb. 9
1955 *Spirorbis (Dexiospira) bilineatus* – SCHMIDT, S. 78, Taf. 8, Fig. 20, 21

Beschreibung: Röhre rechts gewunden, planspiral aufgerollt und eng genabelt. Rasche Größenzunahme. Schalenoberfläche mit 2–3 breiten, abgerundeten Kielen und deutlichen, bisweilen leicht blätterigen Zuwachsstreifen, die sich dort wo sie die Kiele überqueren, leicht knotenartig verdicken können. Mündung mit 1–2 zahnartigen Vorragungen, die von den Rückenkielen ausgehen. Röhrenquerschnitt rundlich bis abgerundet viereckig. Röhrendurchmesser: 0,6–1,7 mm, Gesamtdurchmesser: 1,46–2,53 mm. Operculum unbekannt.

Material: 92 Röhren

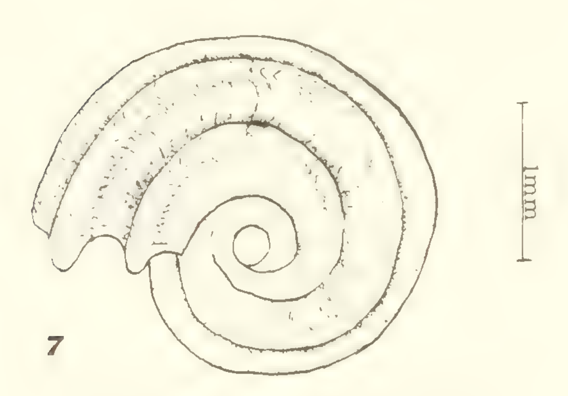


Abb. 7. *Janua* ? *bilineata* (SCHMIDT), Röhre

Substrat: Vermutlich Algen, vereinzelt auch Muschelschalen.

Variationsbreite: Auch bei diesem Röhrentyp variiert die Skulptierung beträchtlich. Wie schon angedeutet, kann die Zuwachsstreifung bei einigen Stücken sehr deutlich und blätterig sein, während sie bei anderen Stücken fast nicht zu erkennen ist. Meist werden die Rückenkiele mit zunehmendem Alter immer stärker ausgebildet, doch gibt es auch hier Ausnahmen. Die knotenartigen Verdikkungen an den Kielen können sehr stark entwickelt sein, aber auch fehlen. Bei einigen Varietäten ist die gesamte Skulptierung nur sehr rudimentär entwickelt und lediglich schwach und verwaschen erkennbar. Die Mündung zeigt 1–2 zahnartige Vorragungen von variabeler Größe.

Bemerkungen: Da das Operculum dieser Art unbekannt ist, ist eine sichere generische Zuordnung nicht möglich. Doch bietet sich ein Vergleich mit der rezenten *J. (D.) natalensis* KNIGHT-JONES & KNIGHT-JONES 1974 an, die über völlig konvergente Röhren verfügt (P. KNIGHT-JONES & E. W. Knight-JONES 1974, S. 259, Abb. 3). Als einziger Unterschied zeigt sich die Kleinwüchsigkeit der rezenten Art, deren Gehäusedurchmesser 1,5 mm nicht übersteigt. Eindeutige Opercula vom *natalensis*-Typ wurden fossil nicht gefunden, doch sind derartige Opercula wegen ihrer dünnen Deckelplatte und ihres kurzen Stieles nicht sicher von den sekundären Opercula mit rudimentärem Stiel der *J. (D.) quasiacuta* zu unterscheiden. Daher ist es möglich, daß hierher gehöriges Material nicht erkannt und der *J. (D.) quasiacuta* zugerechnet wurde. Eine Klärung ist wohl erst möglich, wenn auch von der fossilen Form Opercula in situ bekannt sind. Ähnlich wie die fossile Form besiedelt die rezente *J. (D.) natalensis* überwiegend Algen. Die heutige Verbreitung dieser Art liegt allerdings ausschließlich in Südafrika. Sie besiedelt kühlere bis warm-gemäßigte Gewässer.

Stratigraphie: Mittleres Paläozän bis Eozän

Vorkommen: Verstreut in den Bohrungen 433 A–C

Gattung: *Cubiculovinea* n. gen.
Typ-Spezies: *Cubiculovinea communis* n. sp. (siehe unten)

Derivatio nominis: Wortkombination aus cubiculum (lat.) = die Kammer und vinea (lat.) = der Schutzschild; bezogen auf die verkalkte Brutkammer.

Diagnose: Röhre rechts gewunden. Operculum kalkig und bildet bei geschlechtsreifen Individuen einen Brutapparat, der zylindrisch oder konisch ist. Kammerwände vollständig verkalkt, Kammerboden fossil nicht erhalten. Distaler Abschluß der Brutkammer zeigt gelegentlich eine Öffnung, von der nicht sicher ist, ob sie primär oder sekundär durch Verletzung gebildet wurde. Operculumstiel schlank, lang und gebogen, anscheinend zunächst röhrenförmig ausgebildet, später wird eine Hälfte dieses Röhrenstiels abgestoßen.

Bemerkungen: Rezent sind die Vertreter zweier Unterfamilien dafür bekannt, daß bei ihnen die Brutpflege im Operculum stattfindet: 1. Unterfamilie Januinae (einzige Gattung *Janua*) und 2. Unterfamilie Pileolariinae (Gattungen: *Pileolaria, Sinistrella* und *Amplaria*). Bei diesen Unterfamilien werden die Brutapparate auf verschiedene Weise gebildet. So geben P. KNIGHT-JONES & FORDY (1979) für die Januinae an: ,,Embryos in inverted cuticular cup outside opercular ampulla", während es bei den Pileolariinae heißt: ,,Embryos within cup formed by invagination of opercular ampulla". Alle rezenten Formen mit Brutpflege im Operculum haben nur unvollständig verkalkte Brutkammerwände. Die Verkalkung beschränkt sich meist auf den distalen Teil. Die Gestalt der Brutapparate ist meist zylindrisch, seltener auch konisch. An Hand der zur Verfügung stehenden Merkmale ist z. Z. keine Entscheidung darüber möglich, zu welcher der beiden Unterfamilien *Cubiculovinea* gestellt werden muß und welche der rezenten Gattungen der fossilen Gattung verwandtschaftlich am nächsten steht.

Geographische Verbreitung: Bislang nur aus den Suiko Seamounts (NW-Pazifik) bekannt.

Stratigraphie: Mittelpaläozän

Cubiculovinea communis n. gen. n. sp.
Abb. 8a–g

Derivatio nominis: communis (lat.) = gewöhnlich; es handelt sich um die Typ-Spezies der Gattung

Locus typicus: Bohrung 433A, Emperor Seamounts, NW-Pazifik

Stratum typicum: *Globorotalia pusilla pusilla*-Zone

Holotypus: BSP 1978 XX 11

Paratypoide: BSP 1978 XX 12

Diagnose: wie für die bislang monotypische Gattung

Beschreibung: Das juvenile Operculum (Fig. 8d) zeigt einen langen, schlanken, gekrümmten Stiel und eine sehr dünne (schwach verkalkte ?) Deckelplatte, die flach oder auch konvex ist und von der sich fossil immer nur kleine Reste erhalten. Deckel und Stiel bilden bei den juvenilen wie auch bei den adulten Opercula einen charakteristischen Winkel zwischen 30° und 60°. Im Laufe der weiteren Ontogenese verkalkt die Deckelplatte stärker und nimmt zunächst eine ± mützenförmige Gestalt an. Mit Eintritt der Geschlechtsreife wandelt sich das Operculum in einen vollständig verkalkten, zylindrischen oder konischen Brutapparat um. Fossil fehlt diesem Brutapparat immer der Boden, der vermutlich ursprünglich entweder nur dünn und schwach verkalkt war oder auch nur von einem Epithel gebildet wurde. Bei einigen Stücken zeigt der Brutapparat am distalen Ende ebenfalls eine ± große Öffnung, doch ist nicht mit hinreichender Sicherheit zu sagen, ob es sich hierbei um eine primäre Öffnung oder eine Verletzung handelt. Der Stiel ist im adulten Stadium anscheinend zunächst immer röhrenförmig ausgebildet (Fig. 8e). Bei den meisten untersuchten Stücken ist jedoch von diesem röhrenförmigen Stiel meist nur noch eine

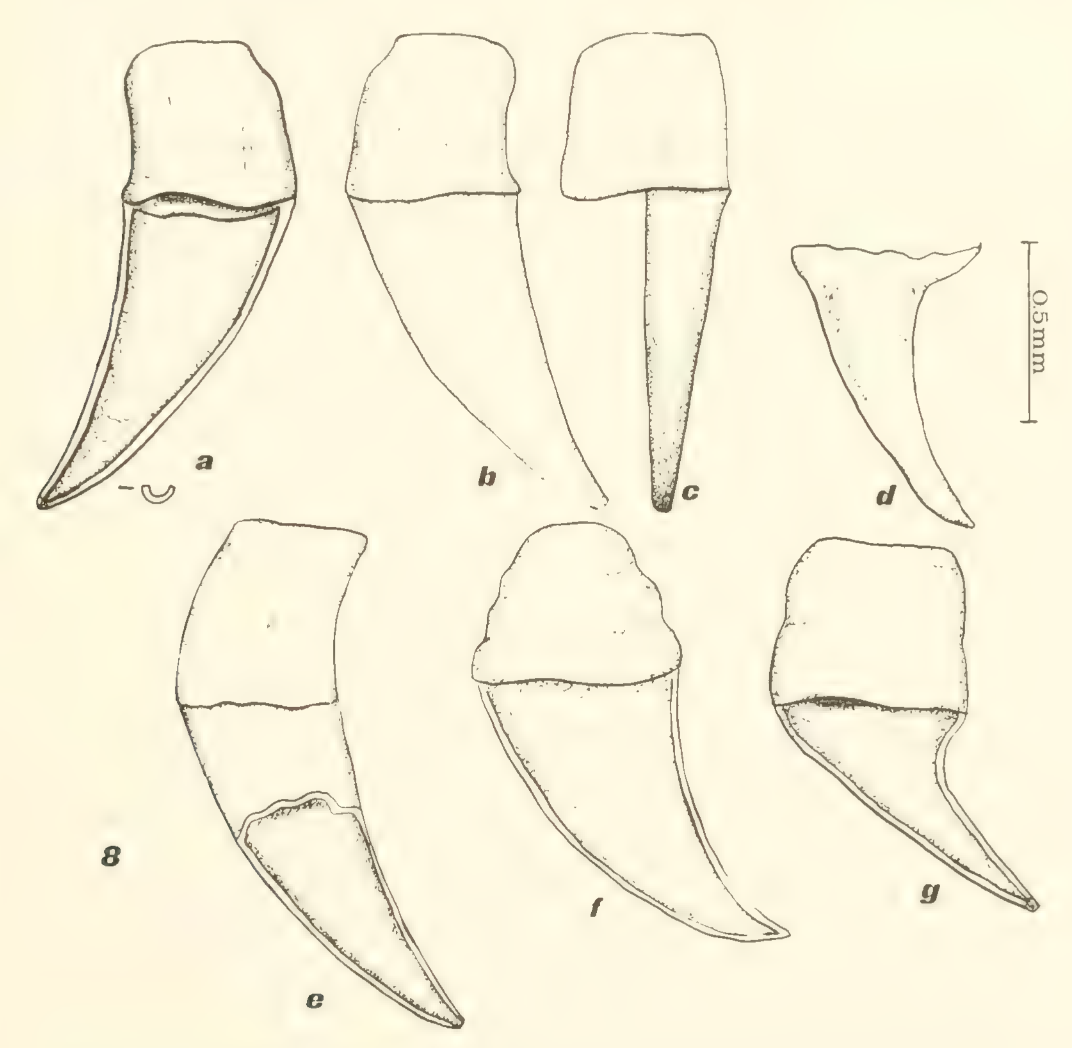


Abb. 8. *Cubiculovinea communis* n. gen. n. sp. a, b, c. verschiedene Ansichten eines Brutapparates (Holotypus, BSP 1978 XX 11), d. Rest eines juvenilen Operculums, e. Brutapparat, dessen Stiel noch teilweise röhrenförmig erhalten ist, f, g. verschiedene Varietäten des Brutapparates.

Längshälfte vorhanden (Fig. 8a, b , c, f, g). Da bei dieser auffälligen Spaltung immer völlig glatte Bruchstellen entstehen und dieser Vorgang zu einer charakteristisch exakten, gleichmäßigen Aufspaltung in zwei gleich große Hälften führt, ist an einen vom Tier beabsichtigten Mechanismus zu denken. Das proximale Ende des röhrenförmigen Stiels ist immer offen. BAILEY (1969b) diskutiert den Vorgang wie bei rezenten Spirorbiden die Eier in die Brutkammer gelangen. Es bieten sich dafür im wesentlichen zwei Möglichkeiten an, die von rezenten Spirorbiden beide angewandt werden: 1. Die Eier werden am Operculumstiel entlang zur Brutkammer transportiert und 2. die Eier gelangen von außerhalb in die Brutkammer. Bei der hier untersuchten Art scheint es am wahrscheinlichsten, daß bei ihr die Eier durch den röhrenförmigen Stiel direkt in die Brutkammer gelangten. Das setzt voraus, daß der Kiemenstrahl so an den Stiel ansetzt, daß die proximale Öffnung der Stielröhre zugänglich bleibt. Rezenten Spirorbiden ist es möglich, das das Operculum teilweise umgebende Epithel zurückzuziehen, um die Eier in die Brutkammer zu bringen. Bis zur Brutkammer werden die Eier durch Flimmerhärchen transportiert. Der Transport durch den hohlen Operculumstiel hätte gegenüber dem Transport außenherum den Vorteil, daß die Verluste an Brut beim Transport auf ein Minimum beschränkt werden. Der Vorgang des späteren Abspalten und Abstoßen einer Hälfte des Röhrenstiels könnte mit der Freisetzung der Embryos im Zusammenhang stehen. Wie dieser Vorgang im einzelnen abgelaufen sein mag, wie diese fast exakte Längsspaltung möglich ist und ob der Brutapparat wiederholt benutzt oder nach jeder Benutzung abgestoßen wurde, ist unklar.

Nicht völlig auszuschließen ist im Moment auch die Möglichkeit, daß die Embryos außen herum zur und durch eine distale Öffnung in die Brutkammer gelangten, wie dies vor allem bei verschiedenen *Pileolaria*-Arten beobachtet wurde (POTSWALD 1965 und BAILEY 1969b). Wie bereits erwähnt, zeigen einige Stücke am distalen Teil der Brutkammer Öffnungen, von denen allerdings nicht bekannt ist, ob sie nicht vielleicht von Verletzungen herrühren. Außerdem wäre bei der zuletzt angedeuteten Möglichkeit die Funktion des röhrenförmigen Stiels nicht zufriedenstellend zu erklären.

Die *Cubiculovinea communis* basiert bislang lediglich auf isolierten Opercula, doch da sämtliche aus den Bohrungen 433 A–C bekannten Röhren rechts gewunden sind, kann man davon ausgehen, daß sich die Röhren der neuen Art ebenfalls darunter befinden und damit rechts gewunden sind. Dieser Schluß wird verstärkt durch eine Röhre vom *Janua quasiacuta*-Typ, die in der Mündung einen sehr schlecht erhaltenen Operculumrest, möglicherweise vom *Cubiculovinea*-Typ zeigt. Daher scheint es möglich, daß *Cubiculovinea* und *Janua* konvergente Röhrentypen zeigen, wie das rezent auch bei einigen Warmwassergattungen zu beobachten ist. Maße: Gesamthöhe: 0,78–1,53 mm. Durchmesser des Brutapparates: 0,41–0,60 mm. Höhe des Brutapparates: 0,38 bis 0,64 mm.

Material: 87 isolierte Opercula.

Vorkommen: Weit verbreitet und häufig in den Bohrungen 433A–C.

Unterfamilie: Paralaeospirinae P. KNIGHT-JONES 1978

Diagnose und Abgrenzung: siehe P. KNIGHT-JONES, E. W. KNIGHT-JONES & DALES (1979, S. 434).

Gattung: *Metalaeospira* PILLAI 1970
Typ-Spezies: *Spirorbis pixelli* HARRIS 1969

Diagnose der Weichteile: siehe P. KNIGHT-JONES (1973, S. 233)

Diagnose der Hartteile: Röhre links gewunden, meist planspiral und evolut aufgerollt. Brutpflege in der Röhre. Das distale Ende des Operculums wird von einer kalkigen Kappe gebildet.

Geographische Verbreitung: Rezent handelt es sich durchweg um subantarktische Formen, die sich im Süd-Atlantik, bei Neu-Seeland und Süd-Australien finden. Fossil bislang nur aus der Bohrung 430 (Öjin Seamounts, NW-Pazifik) bekannt.

Stratigraphie: Paläozän bis rezent

Metalaeospira pileoformis n. sp.
Abb. 9a–f

Derivatio nominis: pileoformis (lat.) = hut-, mützenförmig; bezogen auf die Operculumgestalt.

Locus typicus: Bohrung 430, Öjin Seamounts, DSDP Leg 55, NW-Pazifik

Stratum typicum: *Globorotalia pseudomenardii* – Zone

Holotypus: BSP 1978 XX 13

Paratypoide: BSP 1978 XX 14, 15

Diagnose: Operculum konisch, hohl und sehr dickwandig. Ein Stiel fehlt. Röhre links gewunden und evolut aufgerollt. Das zunächst ± planspiral aufgerollte Gehäuse beginnt sich später ungleichförmig zu winden. Insgesamt 4–6 Umgänge. Sehr langsame Größenzunahme. Oberfläche mit 5–7 feinen Längskielen und einzelnen Querwülsten. Querschnitt rund. Mündung bisweilen mit Mündungswulst. Maße der Opercula: Durchmesser: 0,27–0,57 mm, Höhe: 0,24–0,62 mm. Maße der Röhren: Röhrendurchmesser: 0,31–0,64 mm, Gesamtdurchmesser: 0,9–1,98 mm.

Material: 21 Opercula und 122 mäßig erhaltene Röhren. Die dünne Schale der Röhren ist häufig nur teilweise

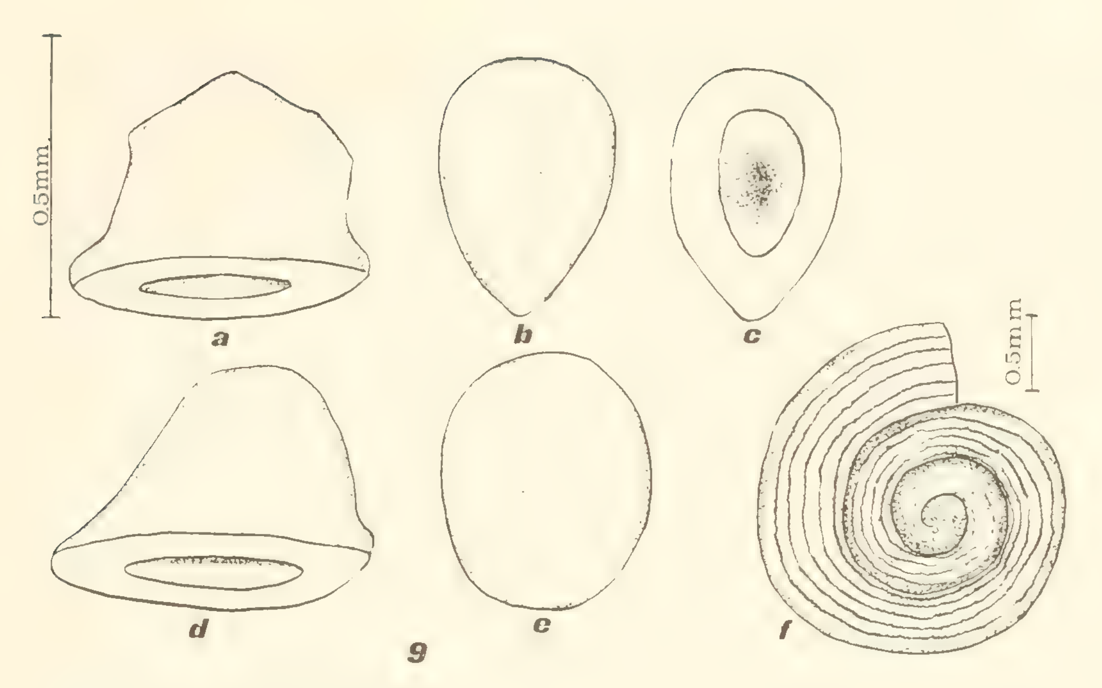


Abb. 9. *Metalaeospira pileoformis* n. sp. a, b, c. verschiedene Ansichten des Holotypus (BSP 1978 XX 13) (Operculum), d, e. konisches Operculum, f. teilweise rekonstruierte Röhre.

erhalten und stark umkristallisiert. Opercula und Röhren wurden zwar noch nicht im Zusammenhang beobachtet, doch da es sich um monotypische Faunen handelt, kann ihre Zusammengehörigkeit trotzdem als gesichert gelten.

Substrat: Algen (?) oder Seegräser (?)

Variationsbreite: Sowohl Opercula wie auch Röhren sind recht variabel. Die Gestalt des Operculums kann die verschiedensten konischen und zylindrischen Formen annehmen. Die Röhren sind nur in der Jugend ± regelmäßig planspiral aufgerollt, später lockert sich diese Aufrollungsform auf und es entstehen die unterschiedlichsten Gehäusevarianten. So verbiegt und verzerrt sich die ursprüngliche Planspirale immer mehr. Es treten auch schrauben- oder knäuelförmig gewundene Varietäten auf.

Differential-Diagnose: Die neue Art wirkt schon durch ihr Auftreten im NW-Pazifik recht isoliert von den rezenten subantarktischen Formen. Auch ihr Auftreten in dem Extrembiotop einer warmen, zeitweise übersalzenen Lagune ist recht charakteristisch. Im einzelnen unterscheiden sich die rezenten Arten morphologisch wie folgt von der fossilen Form:

Das Operculum der Type-Spezies *Metalaeospira pixelli* (Harris 1969) (= *Spirorbis antarcticus* Pixell) (vgl. Hartman 1966, Taf. XLVI, Fig. 10–12) besitzt einen Stiel. Die Deckelplatte zeigt Perforationen durch die membranöse Dornen austreten. Die Röhre weist einen ausgeprägten Mediankiel und Querringe auf. Die Art ist auf den südlichen Atlantik beschränkt.

Etwas näher kommt der neuen Art die *Metalaeospira clansmani* Vine 1977, deren Operculum ebenfalls der Stiel fehlt (Vine 1977, S. 12, Fig. 2b, 5, 6a). Die Deckelplatte ist jedoch sehr dünn und nur schwach verkalkt sowie konkav eingesenkt. Die Röhre ist glatt und windet sich unregelmäßig. Die Art findet sich auf Rot-Braun-Algen in einer Wassertiefe von 10–30 m in warm-gemäßigten Gewässern an der Neuseeländischen Küste.

Die größte Übereinstimmung hinsichtlich der Operculumgestalt ergibt sich mit der *Metalaeospira tenuis* Knight-Jones aus SE-Australien (P. Knight-Jones 1973, S. 233, Fig. 1a–p). Diese Art hat wie die fossile Form ein konisches Operculum ohne Stiel. Doch ist diese Deckelplatte sehr dünnwandig. Die Röhre ist konvergent zu der von *M. pixelli* und zeichnet sich durch einen scharfen Mediankiel aus. Die Art findet sich an sublitoralen Riffen auf Rotalgen und marinen Angiospermen und ist wie alle rezenten *Metalaeospira*-Arten stenök.

Vorkommen: Ausschließlich in der Bohrung 430 und zwar in größeren Populationen vor allem im tieferen Teil der Schichtfolge.

Gattung: *Paralaeospira* Caullery & Mesnil 1897
Typ-Spezies: *Spirorbis (Paralaeospira) aggregata* Caullery & Mesnil 1897

Diagnose der Weichteile: siehe P. Knight-Jones & E. W. Knight-Jones (1977, S. 474)

Diagnose der Hartteile: Röhre meist links gewunden, häufig sehr unregelmäßig aufgerollt, überwiegend unskulptiert. Operculum variabel, mit oder ohne Stiel, häufig konisch. Brutpflege in der Röhre.

Geographische Verbreitung: Diese Gattung ist rezent ähnlich *Metalaeospira* in subantarktischen Gewäs-

sern verbreitet und findet sich in der Magellan-Straße, der Antarktis und südlichen Ozeanen, bei den Auckland-Inseln und Süd-Afrika. Eine Ausnahme bildet *P. malardi* CAULLERY & MESNIL, deren Verbreitung im NE-Atlantik liegt. Fossil ist die Gattung bislang nur aus den Bohrungen 433 A–C (Suiko Seamounts, NW-Pazifik) bekannt.

Stratigraphie: Paläozän bis rezent.

Paralaeospira clavaeformis n. sp.
Abb. 10a–g

Derivatio nominis: clavaeformis (lat.) = keulenförmig; bezogen auf die Operculumgestalt.

Locus typicus: Bohrung 433 B, Suiko Seamounts, DSDP Leg 55, NW-Pazifik

Stratum typicum: *Globorotalia pusilla pusilla* – Zone

Holotypus: BSP 1978 XX 16

Paratypoide: BSP 1978 XX 17, 18

Diagnose: Operculum mit keulenförmiger Deckelplatte und kurzem, schlanken Stiel, der meist nur schwach exzentrisch an der Deckelplatte ansetzt. Röhre rechts gewunden und glatt.

Material: 18 Opercula und 1877 Röhren, darunter 2 Exemplare mit Opercula in situ. Wie bereits erwähnt, gehört ein Teil der hier angeführten Röhren zur *Circeis paleocaenicum*.

Variationsbreite: Recht variabel sind die Opercula, deren Deckelplatte konisch bis keulenförmig oder bikonvex-linsenförmig mit allen Übergängen sein kann. Die Röhren sind sehr merkmalsarm und konvergent mit denen der *Circeis paleocaenicum*. Die Aufrollungsformen der Röhren sind sehr variabel. Es gibt weit genabelte, evolut aufgerollte Tuben und eng genabelte, konisch aufgewundene Formen mit fließenden Übergängen. Während die meisten Röhren völlig glatt sind, zeigen einige wenige Stücke mehrere angedeutete Längskiele. Unter den 1877 Röhren befanden sich auch 4 aberrante links gewundene Gehäuse. Maße der Opercula: Durchmesser: 0,31–0,51 mm, Gesamthöhe: 0,30–0,52 mm. Maße der Röhren: Röhrendurchmesser: 0,37–0,62 mm, Gesamtdurchmesser: 1,07–1,76 mm.

Substrat: Meist vermutlich auf Algen, selten auch auf Bryozoen und Muschelresten.

Differential-Diagnose: Die neue Art steht durch ihre Rechtswindung ziemlich isoliert in der Gattung *Paralaeospira*, trotzdem ergeben sich vor allem hinsichtlich der Operculumgestalt so viele Übereinstimmungen mit rezenten *Paralaeospira*-Arten, daß die Zuordnung zu dieser Gattung als gesichert gelten kann. Nahe Beziehungen bestehen vor allem zu folgenden Arten:

Paralaeospira claparedei CAULLERY & MESNIL (1897, S. 204, Taf. 8, Fig. 10) zeigt eine konische Operculumplatte, die an der Oberseite leicht konkav eingesenkt ist. Der Stiel bildet mit der Platte meist einen Winkel von unter 90°. Dort wo der Stiel an die Platte ansetzt, zeigt er eine

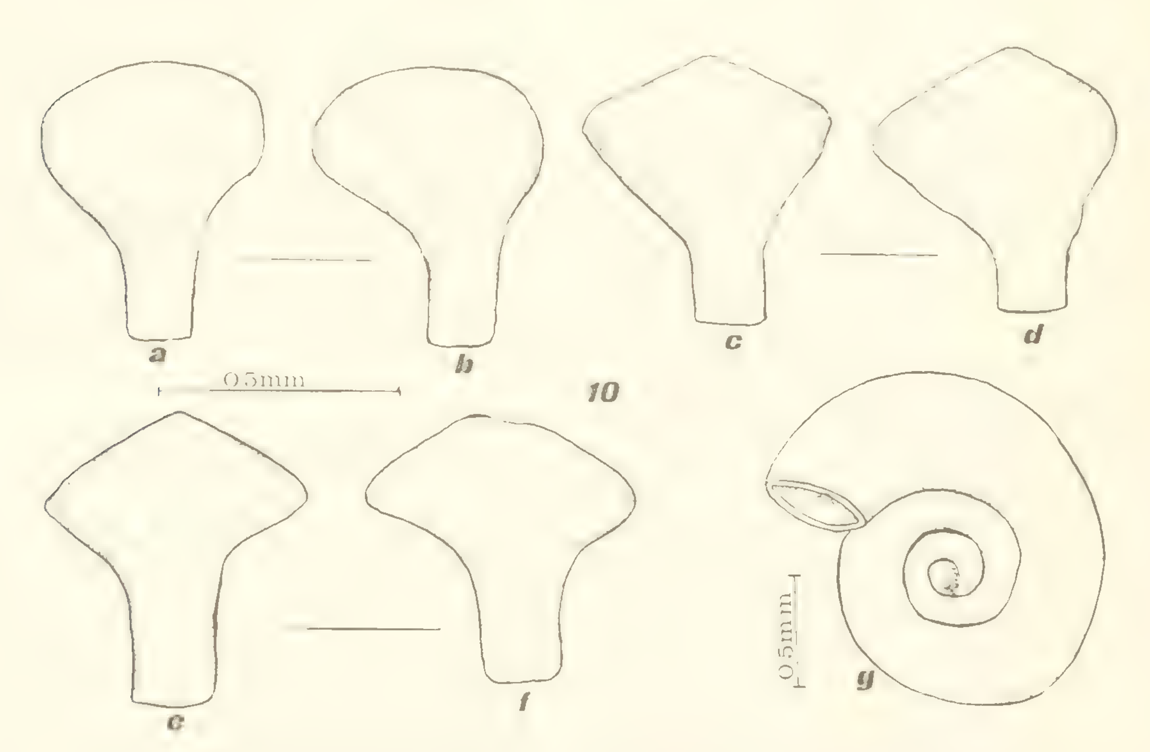


Abb. 10. *Paralaeospira clavaeformis* n. sp. a, b. Holotypus (BSP 1978 XX 16), (Operculum), c–f. verschiedene Varietäten des Operculums, g. Röhre

leichte Einschnürung. Die links gewundene Röhre ist glatt und weit genabelt. Die Art ist bislang nur aus der Magellan-Straße bekannt.

Paralaeospira malardi Caullery & Mesnil (1897, S. 205, Taf. 8, Fig. 11a, b) besitzt ebenfalls eine konische Operculumplatte mit konkaver oder flacher Oberseite. Stiel zentral gelegen. Die links gewundenen Röhren sind eng oder weit genabelt und zeigen ein oder mehrere Längskiele. Diese im NE-Atlantik verbreitete Art erweist sich als euryök und dringt in Strandtümpel und -seen vor.

Auch die Type-Spezies *Paralaeospira aggregata* Caullery & Mesnil (1897, S. 203, Taf. 8, Fig. 9a–c) zeigt eine konische Operculumplatte, deren Oberseite konkav eingesenkt ist. Die Außenseite der Deckelplatte weist jedoch radiale Längsfurchen und Warzen auf. Der zylindrische Stiel ist zentral gelegen und gerade. Die links gewundenen Röhren sind unregelmäßig aufgerollt und glatt. Diese Art ist bislang auf die Magellan-Straße beschränkt.

Eine weitere Art mit konischem Operculum ist die *Paralaeospira patagonicus* Caullery & Mesnil (1897, S. 205, Taf. 8, Fig. 12). Der Stiel bildet einen Winkel von unter 90° mit der Platte. Die links gewundenen Röhren sind meist konisch oder unregelmäßig aufgerollt. Das Röhrenende steht bisweilen korkenzieherartig gedreht ab. Die Schalenoberfläche zeigt Querringe und einen medianen Kiel. Die Verbreitung dieser Art reicht von der Magellan-Straße bis nach Südafrika.

Nur geringere Ähnlichkeit besteht mit den 3 anderen rezent bekannten Arten:

Paralaeospira monacanthus (Augener 1922) (vgl. Vine 1977, S. 17, Fig. 2d, 6e, 7) wird durch ein Operculum ohne Stiel charakterisiert. Die flache Kalkscheibe zeigt auf der Oberseite einen Stachel. Die links gewundene Röhre ist eng genabelt und glatt. Das bislang einzige Vorkommen dieser Art liegt bei den Auckland-Inseln.

Paralaeospira levinseni (Caullery & Mesnil 1897) (vgl. Vine 1977, S. 17, Fig. 2e, 6c, 8) besitzt ebenfalls eine scheibenförmige Operculumplatte, die einen konischen Vorsprung zeigt. Der Stiel ist nur sehr rudimentär ausgebildet. Die links gewundene Röhre ist häufig unregelmäßig aufgerollt und glatt. Das Röhrenende kann korkenzieherartig gedreht abstehen. Diese Art findet sich bei Neuseeland, Patagonien, Cape Denison (Antarktis), den South Orkneys, Chile und Cape Town (Süd-Afrika).

Bei *Paralaeospira parallela* Vine (1977, S. 20, Fig. 2f, 6d, 9) wird das Operculum von einer bikonvexen, linsenförmigen Kalkscheibe ohne Stiel abgeschlossen. Die Umgänge der links gewundenen Röhre legen sich zu einem konischen Gehäuse übereinander. Eng gewunden, dickschalig und glatt. Vorkommen: Auckland-Inseln und Cape Horn (Süd-Afrika).

Vorkommen: Bohrungen 433A–C

„Gattung: *Bipygmaeus* Regenhardt 1961"
Type-Spezies: *Serpula pygmaea* Hagenow 1840

Diagnose: Röhre rechts oder links gewunden. In der Jugend zunächst planspiral aufgerollt, mit schwachem Mediankiel und leicht dreieckigem Querschnitt. Später legen sich mehrere Windungen zu einem kegel- oder zylinderförmigen Gehäuse übereinander. Das Röhrenende steht häufig als recht langer, korkenzieherartig gedrehter Teil ab und ist meist völlig glatt. Der Querschnitt ist in diesem Stadium rund. Röhrendurchmesser meist $< 0,5$ mm. Operculum unbekannt.

Bemerkungen: Regenhardt (1961, S. 89) errichtete das Taxon *Bipygmaeus* als Untergattung von *Spirorbis* und begründet dieses Vorgehen mit der Kleinwüchsigkeit und der Gehäusewuchsform der von ihm hierher gerechneten Arten. Beiden Merkmalen kommt aus heutiger Sicht jedoch weder generischer noch subgenerischer Wert zu. Die *Janua (Dexiospira) quasiacuta* (vgl. S. 44) zeigt deutlich wie sehr die Gehäusewuchsform selbst innerhalb einer Art variieren kann. Eine Unterscheidung verschiedener Gattungen ist unter den Spirorbiden nur mit Hilfe der Opercula möglich. Meine Angabe (Lommerzheim 1979, S. 172), daß das Operculum bei der Type-Spezies von *Bipygmaeus* beobachtet werden konnte, erwies sich im Laufe weiterer Präparation leider als Irrtum. Das fragliche Objekt wurde nun als ein in die Mündung geschwemmter Fremdkörper erkannt. Die Röhren der 2 bislang bekannten Arten (*B. pygmaeus* [Hagenow 1840] und *B. cenomanicus* Lommerzheim 1979) sind sehr merkmalsarm und es erscheint nunmehr fraglich, ob diesen Wuchsformen überhaupt „Artcharakter" zugebilligt werden kann. Recht ähnliche Gehäusewuchsformen finden sich als zufällige Varietäten rezent bei einer ganzen Anzahl verschiedener Gattungen (z. B. *Spirorbis, Circeis, Helicosiphon, Paralaeospira*). Am häufigsten finden sich diese Formen jedoch bei *Paralaeospira*. Mit dieser Gattung ergeben sich auch hinsichtlich der Ontogenese der Röhre, der geringen Skulptierung und der Größe die größten Übereinstimmungen. Wie weit diese Ähnlichkeiten auf zufällige Konvergenzen oder wirkliche verwandtschaftliche Beziehungen zurückzuführen sind, wird man erst entscheiden können, wenn auch von *Bipygmaeus* das Operculum bekannt ist.

Die oben geäußerte Kritik betrifft in gleichem Umfang auch das an Hand von Gehäusemerkmalen bislang nur unzureichend charakterisierte Taxon *Conorca* Regenhardt (1961, S. 95).

Geographische Verbreitung: Es handelt sich um ausgesprochene Warmwasserbewohner, die in den entsprechenden Klimaperioden in Nord- und Mitteleuropa weit verbreitet sind. Außerdem in den Bohrungen 433A–C (Suiko Seamounts, NW-Pazifik).

Stratigraphie: Untercenoman bis Mittelpaläozän

,,*Bipygmaeus*" sp.
Abb. 11

Beschreibung: Röhre rechts gewunden. In der Jugend planspiral aufgerollt und mit abgerundet dreieckigem Querschnitt. Im Laufe der Ontogenese legt sich auf diese weit genabelte Anfangswindung meist ein weiterer, enger gewundener Umgang, so daß ein flach kegelförmiges Gehäuse entsteht. Beide Umgänge verschmelzen im Laufe des Wachstums so stark miteinander, daß sie von außen nicht mehr zu trennen sind. Das abstehende Röhrenende ist korkenzieherartig gedreht und nur relativ kurz. Schale glatt oder mit 1–2 angedeuteten Längskielen. Röhrenquerschnitt des abstehenden Teiles rund. Relativ dickschalig. Röhrendurchmesser: 0,41–0,70 mm, Gesamtdurchmesser der Anfangswindungen: 1,74 bis 2,69 mm.



Abb. 11. *Bipygmaeus* sp., Röhre

Material: 78 Röhren

Substrat: Vermutlich Algen

Bemerkungen: Die oben beschriebenen Röhren sind sehr merkmalsarm und reichen zu keiner Charakterisierung einer Art aus. Derselbe Gehäusetyp findet sich auch bei vielen rezenten *Paralaeospira*-Arten. So werden sie z. B. von *P. aggregata* (vgl. Caullery & Mesnil 1897, S. 203), *P. levinseni* (vgl. Vine 1977, S. 17) und *P. monacanthus* (vgl. Vine 1977, S. 17) erwähnt. Daher scheint es möglich, daß es sich bei den hier als ,,*Bipygmaeus*" sp. beschriebenen Röhren lediglich um eine Gehäusevarietät der oben beschriebenen *P. clavaeformis* handelt. Allerdings liegen neben den bereits beschriebenen Opercula auch noch einige merkmalsarme Kalkscheibchen ohne Stiel vor, deren Funktion (juvenile, primäre oder sekundäre Opercula?) und taxonomische Stellung noch völlig ungeklärt ist. Sollten sie sich als zu ,,*Bipygmaeus*" sp. gehörig erweisen, so wäre die Abgrenzung einer eigenen Art gerechtfertigt. Doch wird man hier die Auffindung von Stücken mit Opercula in situ abwarten müssen.

Vorkommen: Verstreut in den Bohrungen 433 A–C.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

BAILEY, J. H. (1969a): Spirorbinae (Polychaeta: Serpulidae) from Chios (Aegean Sea). – Zool. Jour. Linn. Soc., **48:** 365–385; London.

— — (1969b): Methods of brood protection as a basis for the reclassification of the Spirorbinae (Serpulidae). – Zool. Jour. Linn. Soc., **48:** 387–407; London.

— — (1970): Spirorbinae (Polychaeta) of the West Indiens. – Stud. Fauna Cur. Carib. Isl., **32** (118): 58–81;

— — & HARRIS, M. P. (1968): Spirorbinae (Polychaeta, Serpulidae) of the Galapagos Islands. – Jour. Zool., **155:** 161–184; London.

— — & KNIGHT-JONES, P. (1977): Spirorbidae (Polychaeta) collected by R. V. ,,Vitjas" from abyssal depths of the Pacific Ocean. – Jour. Zool., **181:** 315–321; London.

CAULLERY, M. & MESNIL, F. (1897): Etudes sur la morphologie comparée et la phylogenie des espèces chez les spirorbes. – Bull. scientif. France Belgique, **30** (4): 185–233; Paris.

CHENU, J. C. (1843): Illustrations Conchyliologiques **I.** – Paris.

CUPEDO, F. (1980a): De opercula van *Hamulus sexcarinatus* Goldfuss (Polychaeta Sedentaria, Serpulidae) uit het Boven-Krijt van Zuid-Limburg. – Public. Naturhist. Gen., (1979), **29** (2): 1–4; Limburg.

— — (1980b): De opercula van *Sclerostyla mellevillei* (NIJST et le HON), ,,*Serpula*" *instabilis* (WRIGLEY) en ,,*Ditrupa*" *Mosae* (BRONN), en hun betekenis voor de systematiek van deze soorten. – Public. Natuurhist. Gen., (1979), **29** (3): 1–19; Limburg.

DEW, B. (1959): Serpulidae (Polychaeta) from Australia. – Rec. Austral. Mus., **25** (2): 19–56; Sydney.

EICHLER, W. (1978): Kritische Einwände gegen die Hennigsche kladistische Systematik. – Biol. Rdsch., **16:** 175–185; Jena.

EMERY, K. O. & STEVENSON, R. E. (1957): Estuaries and lagoons, in: HEDGPETZ, J. W. ed.: Treatise on marine ecology and paleoecology. I. Ecology. – Geol. Soc. Am. Mem., **67:** 673–730; Boulder.

FLEMING, C. A. (1972): A preliminary list of New Zealand fossil Polychaetes. – N. Z. Jour. Geol. Geophy., **14** (4): 742–756; Wellington.

GEE, J. M. (1965): Chemical stimulation of settlement in larvae of *Spirorbis rupestris.* – Anim. Behav., **13:** 181–186; London.

— — & KNIGHT-JONES, E. W. (1962): The morphology and larval behaviour of a new species of *Spirorbis* (Serpulidae). – Jour. mar. biol. Ass. U. K., **42:** 641–654; Cambridge.

GOLDFUSS, A. (1826–33): Petrefacta Germaniae. – 252 S., Düsseldorf.

HAGENOW, F. v. (1840): Monographie der Rügen'schen Kreide-Versteinerungen. II. Abteilung: Radiarien und Annulaten. – N. Jb. Miner. etc., 631–672; Stuttgart.

HAGN, H., BUTT, H. & MALZ, H. (1980): Paleocene shallow water facies at Emperor Seamounts: DSDP Leg 55, NW Pazifik. – Initial Rep. DSDP, Vol. LV, 327–347; Washington.

HARTMAN, O. (1966): Polychaeta Myzostimidae and Sedentaria of Antarctica. – Antarctic Res. Ser., **7:** 1–158; Washington.

HARRIS, T. (1969): *Spirorbis* species (Polychaeta: Serpulidae) from the South Atlantic. – Discovery Rep., **35:** 135–178; Cambridge.

HENNIG, W. (1950): Grundzüge einer Theorie der phylogenetischen Systematik. – Berlin.

HOVE, H. A. TEN (1970): Serpulinae (Polychaeta) from the Caribbean I. The genus *Spirobranchus.* – Stud. Fauna Cur. Carib. Isl., **32** (117): 1–57; The Hague.

— — (1973): Serpulinae (Polychaeta) from the Caribbean. II. The genus *Sclerostyla.* – Stud. Fauna Cur. Carib. Isl., **34:** 1–21; The Hague.

— — (1975): Serpulinae (Polychaeta) from the Caribbean. III. The genus *Pseudovermilia* (including species from other regions) – Stud. Fauna Cur. Carib. Isl., **47:** 46–101; The Hague.

— — (1979): Different causes of mass occurence in serpulids. – Syst. Ass. spez. Vol., **11**, 281–298, London and New York.

KINNE, O. (1963–64): The effects of temperature and salinity on marine and brackish water animals. – Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., **1:** 301–340 & **2:** 281–339; London.

KNIGHT-JONES, E. W. (1951): Gregariousness and some other aspects of the setting behaviour of *Spirorbis.* – Jour. Mar. Biol. Ass. U. K., **30:** 201–222; Cambridge.

— — BAILEY, J. H. & ISAAC, M. J. (1971): Choice of algae by larvae of *Spirorbis,* particularly of *Spirorbis spirorbis,* in: Fourth European Marine Biology Symposium, (J. D. CRISP, ed.), Cambridge University Press: 89–104; Cambridge.

— — KNIGHT-JONES, P. & BREGAZZI, P. K. (1973): *Helicosiphon biscoeensis* GRAVIER and its relationship with other Spirorbinae. – Zool. J. Linn., Soc., **52:** 9–21; London.

— — & LLEWELLYN, L. C. (1974): Spirorbinae from southeastern Australia. Notes on taxonomy, ecology and distribution. – Rec. Austr. Mus., **29:** 107–151; Sydney.

— — & AL-OGILY, S. M. (1975): Ecological isolation in Spirorbidae. – Proc. 9th Europ. Mar. Biol. Symp. Oban (H. BARNES, ed.), 539–561, University Press, Aberdeen.

— — & MOYSE, J. (1961): Infraspecific competition in sedentary marine animals. – Symp. Soc. exp. Biol., **15:** 72–95;

KNIGHT-JONES, P. (1972): New species and a new subgenus of Spirorbinae (Serpulidae: Polychaeta) from Kenya. – Jour. Zool. **166:** 1–18; London.

— — (1973): Spirorbinae (Serpulidae: Polychaeta) from southeastern Australia. A new genus and seven new species. – Bull. Brit. Mus. nat. Hist., **24:** 230–259; London.

— — (1978): New Spirorbidae (Polychaeta: Sedentaria) from the east Pacific, Atlantic, Indian and Southern Oceans. – Zool. Jour. Linn. Soc., **64:** 201–240; London.

— — & FORDY, M. R. (1979): Setal structure, functions and interrelationships in Spirorbidae (Polychaeta, Sedentaria). – Zool. Scripta., **8:** 119–138; Stockholm.

— — & KNIGHT-JONES, E. W. (1974): Spirorbinae (Serpulidae: Polychaeta) from southern Africa, including three new species. – Mar. Biol., **25:** 253–261; Berlin und Heidelberg.

— — & – (1977): Taxonomy and ecology of British Spirorbidae (Polychaeta). – Jour. mar. biol. Ass. U. K., **57:** 453–499; Cambridge.

— — , — & DALES, R. P. (1979): Spirorbidae from Alaska to Panama. – Jour. Zool., **189:** 419–458; London.

— — , — & KAWAHARA, T. (1975): A review of the genus *Janua,* including *Dexiospira* (Polychaeta: Spirorbinae). – Zool. Jour. Linn. Soc., **56:** 91–129; London.

— — , — & WALKER, A. J. M. (1972): Spirorbinae (Serpulidae: Polychaeta) on Limpets from the South Orkney Islands. – Brit. Antarct. Surv. Bull., **31:** 33–40; Cambridge.

LOMMERZHEIM, A. (1979): Monographische Bearbeitung der Serpulidae (Polychaeta sedentaria) aus dem Cenoman (Oberkreide) am Südwestrand des Münsterländer Bekkens. – Decheniana, **132:** 110–195; Bonn.

MALZ, H. (1981): Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts, NW-Pazifik. – Zitteliana, **7:** 3–29; München.

MAYR, E. (1963): Animal species and evolution. – Cambridge/Mass.

— — (1969): Principles of systematic zoology. – New York.

NIELSEN, K. B. (1931): Serpulidae from the Senonian and Danian Deposits of Denmark. – Medd. Dansk. Geol. Foren., **8:** 71–113; Kopenhagen.

ODUM, H. (1926): Studier over Daniet i Jylland og paa Fyn. – Danm. Geol. Unders., II. R. **45:** 306 S.; Kopenhagen.

PILLAI, T. G. (1970): Studies on a collection of spirorbids from Ceylon, together with a critical review and revision of spirorbid systematics, and an account of their phylogeny and zoogeography. – Ceyl. Jour. Sci. Biol. Sci., **8** (2): 100–172; Colombo.

POTSWALD, H. E. (1965): Reproductive biology and development of *Spirorbis* (Serpulidae, Polychaeta). – Ph. D. Thesis, University of Washington (siehe ebenso: Abstr. **26,** 1238); Washington.

REGENHARDT, H. (1961): Serpulidae (Polychaeta sedentaria) aus der Kreide Mitteleuropas, ihre ökologische, taxonomische und stratigraphische Bedeutung. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **20:** 5–115; Hamburg.

RELINI, G. & BIANCHI, C. (1978): Osservazioni sull'ecologia e sulla distribuzione dei serpulidi (Annelida, Polychaeta) nella laguna di Orbetello. – Boll. Zool., **45:** 419–422; Padva.

RIOJA, E. (1931): Estudio de los Poliquetos de la Peninsula Fbérica. – Mem. Ac. Cienc. ex. fis. nat. Madrid, Ser. Cien. nat., **2:** 1–471, 151 Taf.; Madrid.

ROVERETO, G. (1898): Serpulidae del Terziario e del Quaternaria in Italia. – Palaeontogr. Ital., **4:** 47–91; Pisa.

— — (1904): Studi monografici sugli annelidi fossili. – Palaeontogr. Ital., **10:** 1–79; Pisa.

SCHMIDT, W. J. (1951): Neue Serpulidae aus dem tertiären Wiener Becken. – Annal. Naturhist. Mus. Wien, **58:**, Wien.

— — (1955): Die tertiären Würmer Österreichs. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. (7)., **109:** 1–121; Wien.

SEWERTZOFF, A. N. (1931): Morphologische Gesetzmäßigkeiten der Evolution. – Jena.

SIMPSON, G. G. (1961): Principles of animal taxonomy. – New York.

VINE, P. J. (1972a): Spirorbinae (Polychaeta: Sedentaria) from the Red Sea including descriptions of a new genus and four new species. – Zool. Jour. Linn. Soc., **51:** 177–201; London.

— — (1972b): Spirorbinae (Polychaeta: Serpulidae) of the Hawaiian Chain, 1. New Species. – Pac. Sci., **26** (2): 140–149; Honolulu.

— — (1977): The marine fauna of New Zealand: Spirorbinae (Polychaeta: Serpulidae). – Mem. N. Z. oceanogr. Inst., **68:** 1–66; Wellington.

— — ,BAILEY-BROCK, J. H. & STRAUGHAN, D. (1972): Spirorbinae (Polychaeta: Serpulidae) of the Hawaiian chain, Part II. – Pac. Sci., **26** (2): 150–182; Honululu.

WIENS, H. J. (1962): Atoll environment and ecology. – New Haven and London (University Press).

WILLIAMS, G. B. (1964): The effect of extracts of *Fucus serratus* in promoting the settlement of larvae of *Spirorbis borealis*. – Jour. mar. biol. Ass. U. K., **44:** 397–414; Cambridge.

ZIBROWIUS, H. (1968): Etude morphologique, systématique et écologique des Serpulidae (Annelida Polychaeta) de la région de Marseille. – Rec. Trav. St. Mar. End. Bull., **43** (59); 81–252; Marseille.

— — (1970a): Serpulidae (Annelida Polychaeta) des campagnes du ,,Skagerak" (1946) et du ,,Faial" (1957) au large du Portugal. – Bolm. Soc. Portug. Ciênc. Nat. (2a), **12:** 117–131; Lisabon.

— — (1970b): Contribution à l'étude des Serpulidae (Polychaeta Sedentaria) du Brésil. – Bolm. Inst. oceanogr., **19,** Fasc. único: 1–32; Sao Paulo.

— — (1971): Les espèces méditerranéennes du genre *Hydroides* (Polychaeta Serpulidae). Remarques sur le prétendu polymorphisme de *Hydroides uncinata*. – Téthys, **2** (3), 1970: 691–745; Marseille.

— — (1972a): Mise au point sur les espèces Méditerranéennes de Serpulidae (Annelida, Polychaeta) décrites par Stefano dell CHIAJE (1822–1829, 1841–1844) et Oronzio Gabriele COSTA (1861). – Téthys, **4** (1): 113–126; Marseille.

— — (1972b): Une espèce actuelle du genre *Neomicrorbis* ROVERETO (Polychaeta, Serpulidae) découverte dans l'étage bathyal aux Acores. – Bull. Mus. Hist. nat., (3 no. 33) Zool. **33:** 423–430; Paris.

— — (1973): Serpulidae (Annelida, Polychaeta) des côtes ouest de l'afrique et des archipels voisins. – Ann. Mus. Afr. Centr., Zool., **207:** 93 S.; Tervuren.

— — (1979): *Vitreotubus digeronimoi* n. g. n. sp. (Polychaeta Serpulidae) du Pléistocène inférieur de la Silicile et de l'étage bathyal des Acores et de l'océan Indien. – Téthys, **9** (2): 183–190; Marseille.





TAFELN

Tafel 1

Soweit nicht anders angegeben, alle Vergr. etwa × 100.
Alle Stücke vom Suiko-Seamount (Leg 55: site 433A bzw. 433B).

Fig. 1–4: *Keijcyoidea* sp. 16

433A: core 14, section 1: 54–56 cm (=Kern bei etwa 110.05 m); Pr. 83.

1. ♂ G (0.75), a) von links, b) vergrößerter Teilausschnitt des zentralen Narbenfeldes von außen (Pfeil weist nach vorn), × 500. — Xe 11971.

433A: core 10, section 5: 134–136 cm (= Kern bei etwa 79.75 m); Pr. 72.

2. G (0.62; ? juvenil) von links. — Xe 11970.

433A: core 8, section 2: 29–31 cm (= Kern bei etwa 63.8 m); Pr. 39.

3. G (0.63; ? juvenil) von rechts. — Xe 11967.

433A: core 10, section 5: 20–22 cm (= Kern bei etwa 79.1 m); Pr. 70.

4. G (0.57; ? juvenil) von oben. — Xe 11969.

Fig. 5–7: *Bairdoppilata kolobos* n. sp. 18

433B: core 1, section 6: 140–143 cm (= Kern bei etwa 137.4 m); Pr. 99.

5. G (1.20) von rechts, Holotypus, × 50. — Xe 11977.

433A: core 10, section 5: 20–22 cm (= Kern bei etwa 79.1 m); Pr. 70.

6. G (1.15) von oben, × 75. — Xe 11979.

433A: core 10, section 7: 8–11 cm (= Kern bei etwa 80.75 m); Pr. 76.

7. G (1.13) von unten, × 90. — Xe 11982.

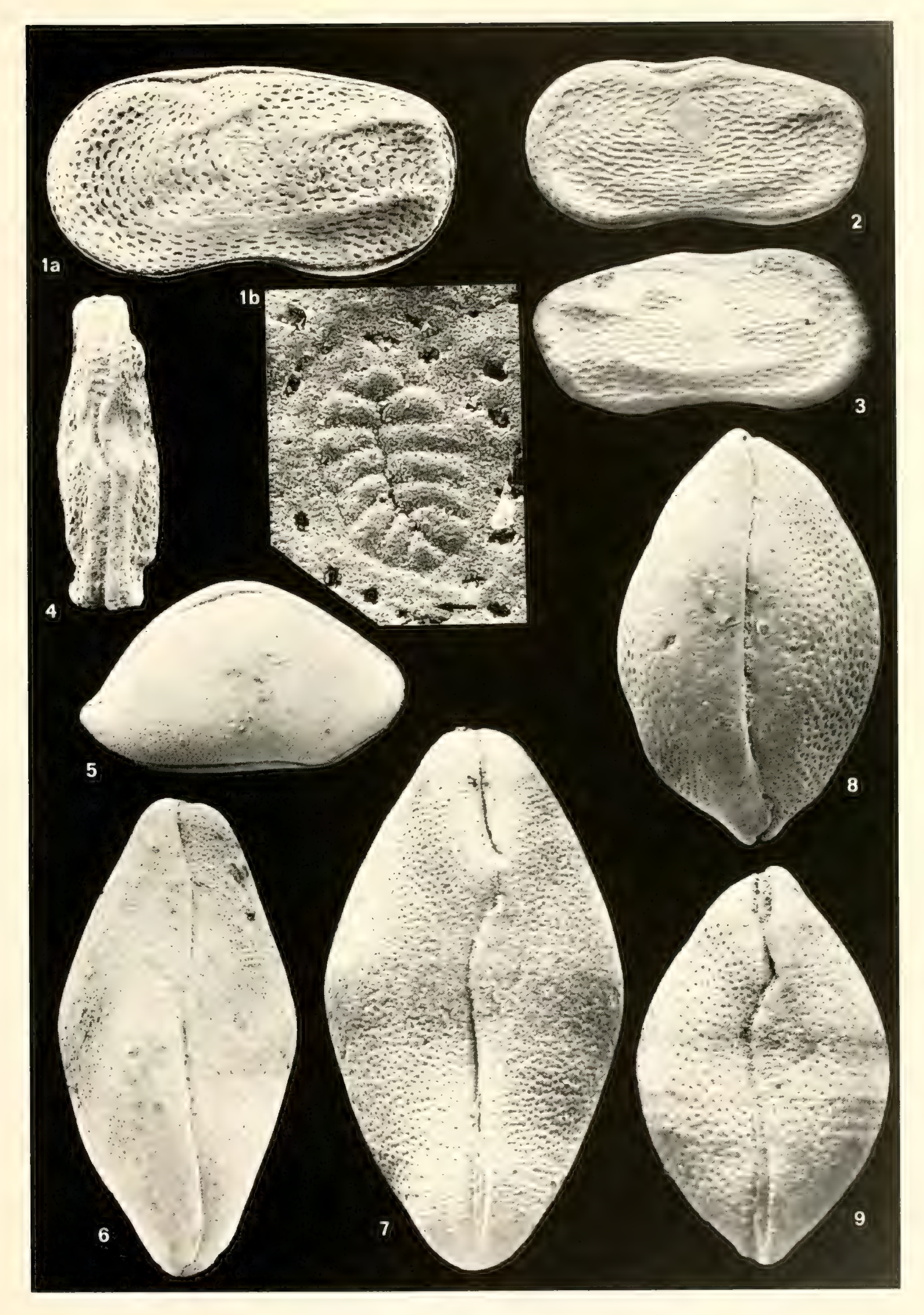
Fig. 8–9: *Paranesidea pumilio* n. sp. 18

433B: core 3, section 1: 6–8 cm (= Kern bei etwa 147.6 m); Pr. 101.

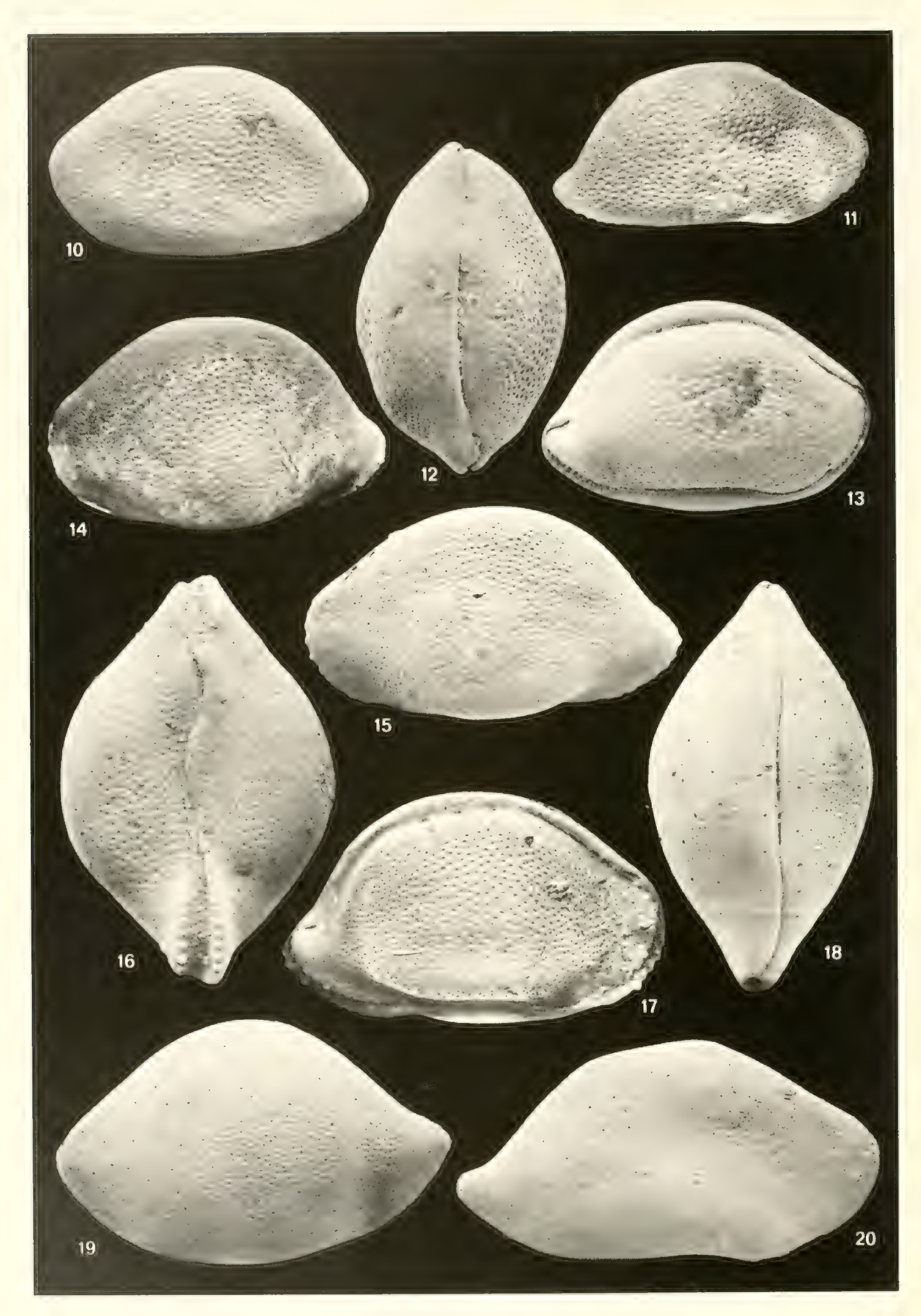
8. G (0.75) von oben. — Xe 11984.

433A: core 9, section 3: 90–92 cm (= Kern bei etwa 73.15 m); Pr. 53.

9. G (0.73) von unten. — Xe 11985.



MALZ, H.: Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts.



MALZ, H.: Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts.

Tafel 2

Soweit nicht anders angegeben, alle Vergr. etwa × 80.
Alle Stücke vom Suiko-Seamount (Leg 55; site 433A bzw. 433B).

Fig. 10–13: *Paranesidea pumilio* n. sp. 18
433B: core 1, section 5: 145–147 cm (= Kern bei etwa 135.95 m); Pr. 97.
10. G (0.73) von links. — Xe 11992.
433B: core 1, section 4: 143–146 cm (= Kern bei etwa 134.45 m); Pr. 95.
11. R (0.73) von außen. — Xe 11991.
433B: core 3, section 1: 6–8 cm (= Kern bei etwa 147.6 m); Pr. 101.
12. G (0.75) von oben. — Xe 11984.
13. G (0.75) von rechts, Holotypus. — Xe 11983.

Fig. 14–17: *Paranesidea hians* n. sp. 19
433B: core 1, section 4: 67–70 cm (= Kern bei etwa 133.7 m); Pr. 94.
14. ♀ L (0.90) von außen, etwa × 70. — Xe 11999. — Beachte und vergl. mit Tafel 2 Fig. 15: Stücke von gleicher Länge können unterschiedlich hoch sein, woraus sich deutliche Hinweise auf Geschlechtsdimorphismus ergeben.
433A: core 14, section 1: 54–56 cm (= Kern bei etwa 110.05 m); Pr. 83.
15. ♂ L (0.90) von außen. — Xe 11996.
433A: core 9, section 3: 90–92 cm (= Kern bei etwa 73.15 m); Pr. 53.
16. ♀ G (0.95) von unten, Holotypus. — Xe 11994.
433B: core 1, section 4: 143–146 cm (= Kern bei etwa 134.45 m); Pr. 95.
17. ♀ G (0.87) von rechts. — Xe 12000.

Fig. 18–20: „*Bairdia*“ *paravictrix* n. sp. 17
433B: core 1, section 1: 39–41 cm (= Kern bei etwa 128.9 m); Pr. 90.
18. G (0.97; juvenil) von oben. — Xe 11974.
19. L (0.92; juvenil) von außen. — Xe 11975.
20. R (1.32) von außen, Holotypus, etwa × 60. — Xe 11973.

Tafel 3

Soweit nicht anders angegeben, alle Vergr. etwa × 100.
Alle Stücke vom Ojin-Seamount (Leg 55, site 430A) oder vom Suiko-Seamount (Leg 55, site 433A).

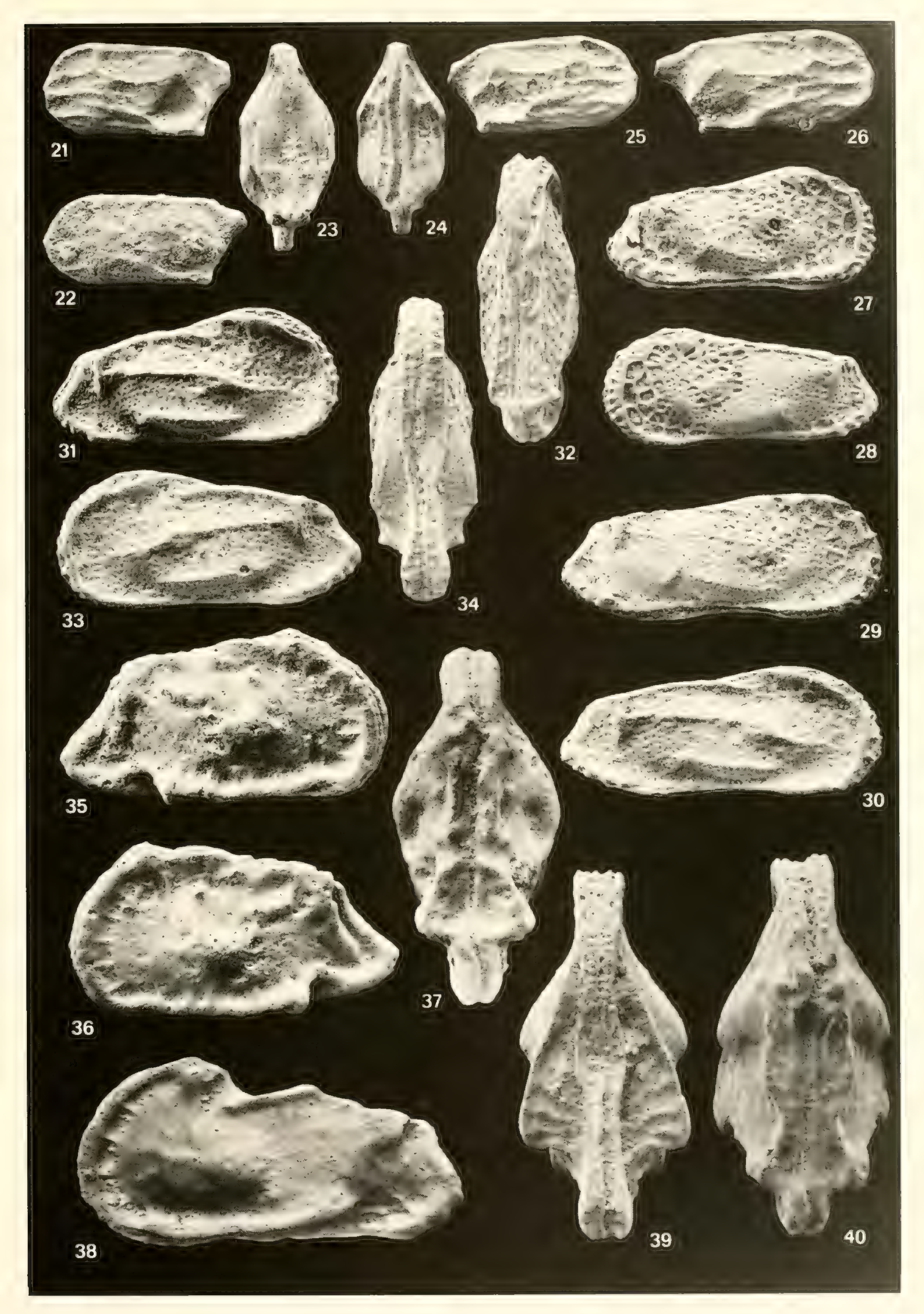
Fig. 21–26: *Semicytherura plicata* n. sp. 28
430A: core 3, core catcher (= Kern bei > 28.5 m); Pr. 18.
21. ♀ G (0.35), Holotypus, von links. — Xe 12089.
22. ♂ G (0.38) von links. — Xe 12090.
23. ♂ G (0.38) von unten. — Xe 12091.
24. ♀ G (0.35) von oben. — Xe 12092.
25. ♀ G (0.36) von rechts. — Xe 12093.
26. ♂ G (0.40) von rechts. — Xe 12094.

Fig. 27–29: *Occultocythereis caesaris suikoensis* n. subsp. 21
433A: core 10, section 6: 128–131 cm (= Kern bei etwa 80.6 m); Pr. 75.
27. ♀ G (0.51) von rechts. — Xe 12012.
433A: core 14, section 1: 46–48 cm (= Kern bei etwa 110 m); Pr. 82.
28. ♀ G (0.52), Holotypus, von links. — Xe 12011.
433A: core 10, section 3: 2–4 cm (= Kern bei etwa 77.25 m); Pr. 64.
29. ♂ G (0.58) von rechts. — Xe 12013.

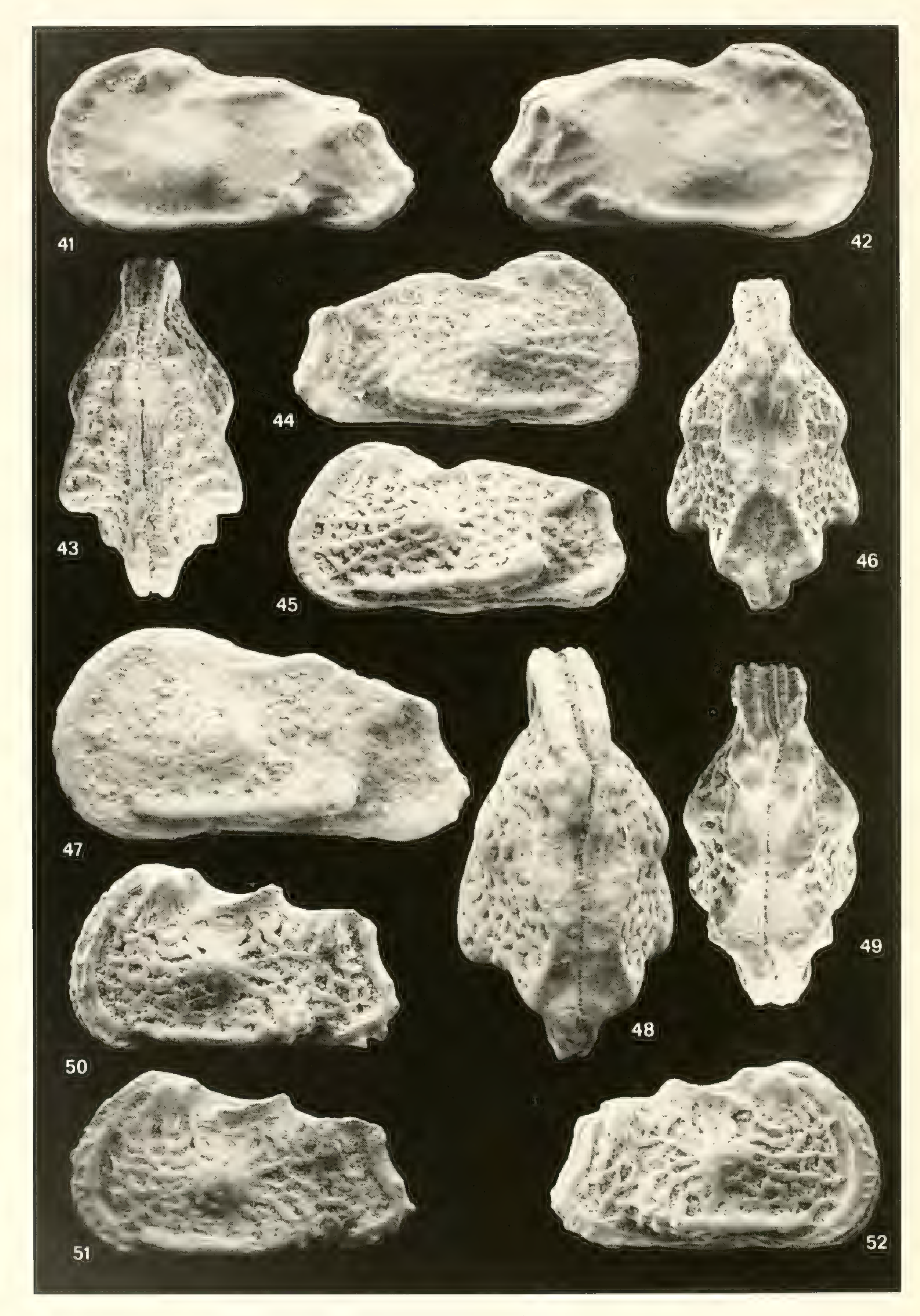
Fig. 30–34: *Occultocythereis caesaris caesaris* n. subsp. 20
430A: core 3, core catcher (Kern bei >28.5 m); Pr. 18.
30. ♂ G (0.58) von rechts. — Xe 12004.
31. ♀ G (0.53), Holotypus, von rechts. — Xe 12003.
32. ♀ G (0.53) von oben. — Xe 12005.
33. ♀ G (0.55) von links. — Xe 12006.
34. ♀ G (0.55) von unten. — Xe 12007.

Fig. 35–37: *Quadracythere* (? subgenus) *caudata* n. sp. 27
430A: core 3, core catcher (Kern bei >28.5 m); Pr. 18.
35. G (0.60), Holotypus, von rechts. — Xe 12083.
36. G (0.60) von links. — Xe 12084.
430A: core 2, section 1: 100–102 cm (= Kern bei etwa 20 m); Pr. 12.
37. G (0.65) von oben. — Xe 12087.

Fig. 38–40: „*Hermanites*" *paenlevis* n. sp. 22
433A: core 10, section 5: 134–136 cm (= Kern bei etwa 79.75 m); Pr. 72.
38. (?♂) G (0.70) von links. — Xe 12019.
433A: core 10, section 4: 29–31 cm (= Kern bei etwa 78.3 m); Pr. 67.
39. G (0.67) von unten. — Xe 12018.
433A: core 10, section 3: 102–104 cm (= Kern bei etwa 77,85 m); Pr. 66.
40. G (0.69) von oben. — Xe 12017.



MALZ, H.: Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts.



MALZ, H.: Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts.

Tafel 4

Soweit nicht anders angegeben, alle Vergr. etwa × 100.
Alle Stücke vom Suiko-Seamount (Leg 55, site 433A bzw. 433B).

Fig. 41–42: ,,*Hermanites*" *paenlevis* n. sp. 22
433A: core 14, section 1: 54–56 cm (= Kern bei etwa 110.05 m); Pr. 83.
41. G (0.68) von links. — Xe 12015.
42. (?♀) G (0.70), Holotypus, von rechts. — Xe 12014.

Fig. 43–46: ,,*Hermanites*" *repatsudi* n. sp. 23
433A: core 14, section 1: 75–77 cm (= Kern bei etwa 110.25 m); Pr. 84.
43. G (0.63) von unten. — Xe 12032.
433A: core 10, section 5: 20–22 cm (= Kern bei etwa 79.1 m); Pr. 70.
44. G (0.63) von rechts. — Xe 12029.
433B: core 1, section 7: 10–13 cm (= Kern bei etwa 137.6 m); Pr. 100.
45. G (0.62), Holotypus, von links. — Xe 12025.
433A: core 10, section 4: 59–61 cm (= Kern bei etwa 78.45 m); Pr. 68.
46. G (0.60) von oben. — Xe 12027.

Fig. 47–48: ,,*Hermanites*" cf. *repatsudi* n. sp. 23
433A: core 8, section 5: 110–112 cm (= Kern bei etwa 69.1 m); Pr. 46.
47. (?♀) G (0.77) von links. — Xe 12033.
433A: core 14, section 1: 75–77 cm (= Kern bei etwa 110.25 m); Pr. 84.
48. (?♂) G (0.75) von oben. — Xe 12034.

Fig. 49–52: ,,*Hermanites*" *promido* n. sp. 24
433B: core 3, section 1: 6–8 cm (= Kern bei etwa 147.6 m); Pr. 101.
49. ♀ G (0.63) von oben. — Xe 12037.
433B: core 1, section 5: 145–147 cm (= Kern bei etwa 135.95 m); Pr. 97.
50. ♀ L (0.60) von außen. — Xe 12049.
433A: core 10, section 4: 119–121 cm (= Kern bei etwa 78.8 m); Pr. 69.
51. ♀ L (0.63) von außen. — Xe 12040.
433B: core 3, section 1: 6–8 cm (= Kern bei etwa 147.6 m); Pr. 101.
52. ♀ G (0.60), Holotypus, von rechts. — Xe 12036.

Tafel 5

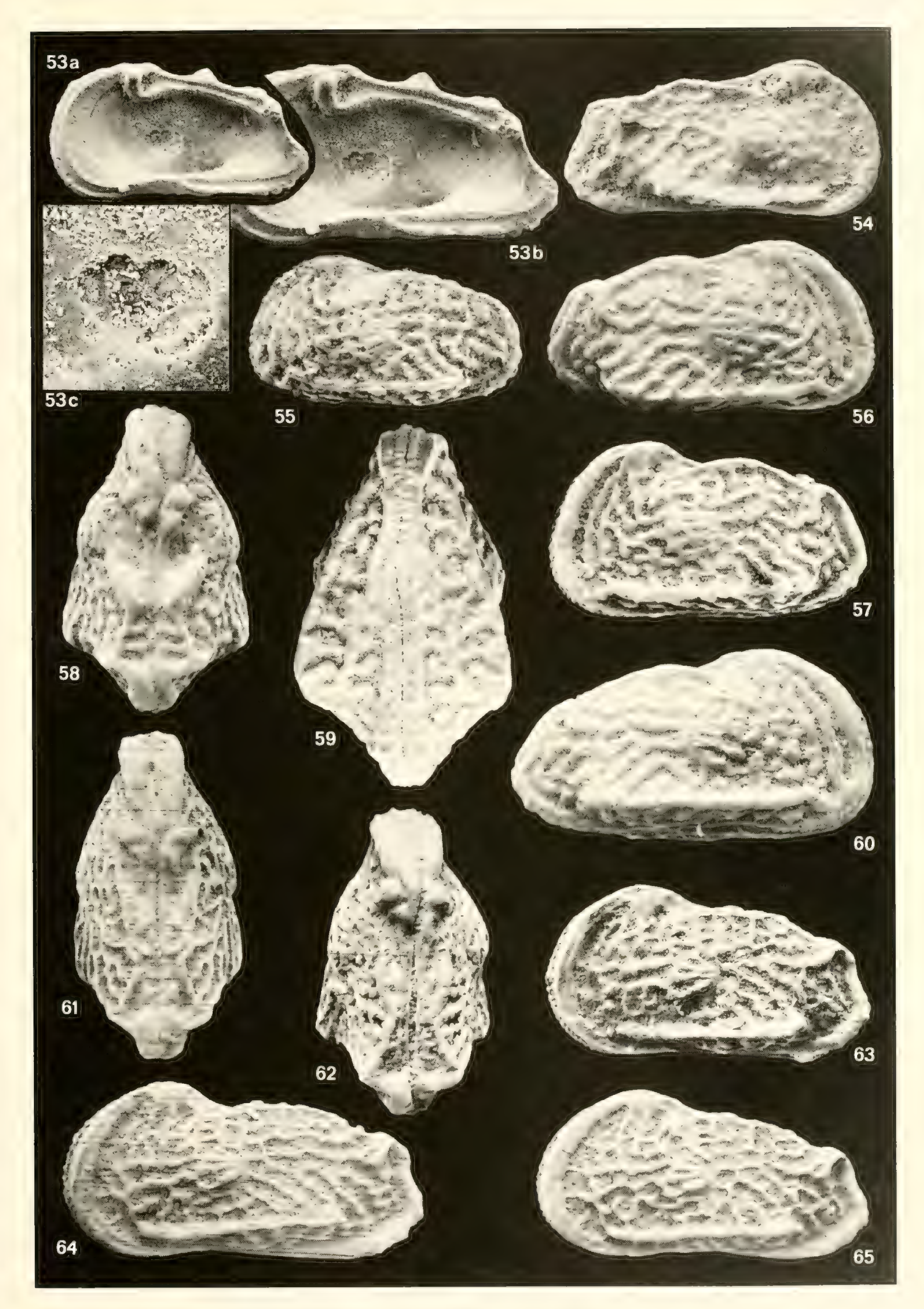
Soweit nicht anders angegeben, alle Vergr. etwa × 80.
Alle Stücke vom Suiko-Seamount (Leg 55, site 433A bzw. 433B) oder vom Ojin-Seamount (Leg 55: site 430A).

Fig. 53: „*Hermanites*" *promudo* n. sp. 24
433B: core 1, section 1: 10–12 cm (= Kern bei etwa 128.6 m); Pr. 89.
53. ♀ R (0.60), a) von innen, b) vergrößerter Teilausschnitt des Schloßes, etwa × 105, c) vergrößerter Teilausschnitt des zentralen Narbenfeldes, etwa × 320. — Xe 12048.

Fig. 54: „*Hermanites*" cf. *repatsudi* n. sp. 23
430A: core 3, core catcher (= Kern bei > 28.5 m); Pr. 18.
54. (?♂) G (0.73) von rechts. — Xe 12035.

Fig. 55–60: „*Hermanites*" *corrugans* n. sp. 24
433A: core 7, section 1: 98–100 cm (= Kern bei etwa 53.5 m); Pr. 23.
55. L (0.65; juvenil) von außen. — Xe 12052.
433B: core 3, section 1: 6–8 cm (= Kern bei etwa 147.6 m); Pr. 101.
56. ♀ G (0.76) von rechts. — Xe 12051.
433A: core 10, section 3: 79–81 cm (= Kern bei etwa 77.7 m); Pr. 65.
57. ♀ G (0.75) von links. — Xe 12054.
433A: core 7, section 5: 30–32 cm (= Kern bei etwa 58.8 m); Pr. 32.
58. ♀ G (0.70) von oben. — Xe 12053.
433B: core 1, section 4: 143–346 cm (= Kern bei etwa 134.45 m); Pr. 95.
59. ♂ G (0.85) von unten. — Xe 12058.
433B: core 3, section 1: 6–8 cm (= Kern bei etwa 147.6 m); Pr. 101
60. ♂ G (0.85), Holotypus, von rechts. — Xe 12050.

Fig. 61–65: „*Hermanites*" *incognitus* n. sp. 25
433B: core 1, section 1: 39–41 cm (= Kern bei etwa 128.9 m); Pr. 90.
61. G (0.76) von oben. — Xe 12063.
433A: core 10, section 5: 134–136 cm (= Kern bei etwa 79.75 m); Pr. 72.
62. G (0.70) von oben. — Xe 12061.
433A: core 7, section 5: 140–142 cm (= Kern bei etwa 59.9 m); Pr. 33.
63. G (0.77) von links. — Xe 12060.
433B: core 1, section 1: 39–41 cm (= Kern bei etwa 128.9 m); Pr. 90.
64. (?♂) G (0.85) von links. — Xe 12064.
433B: core 3, section 1: 6–8 cm (= Kern bei etwa 147.6 m); Pr. 101.
65. G (0.78), Holotypus, von links. — Xe 12059.



MALZ, H.: Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts.



Malz, H.: Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts.

Tafel 6

Soweit nicht anders angegeben, alle Vergr. etwa × 100.
Alle Stücke vom Suiko-Seamount (Leg 55, site 433A bzw. 433B).

Fig. 66–75: *Limburgina eopacifica* n. sp. 26

433A: core 16, section 1: 33–36 cm (= Kern bei etwa 128.85 m); Pr. 85.
66. ♀ R (0.66) von innen, vergrößerter Teilausschnitt des Schloßes, × 150. — Xe 12074.
433A: core 14, section 1: 75–77 cm (= Kern bei etwa 110.25 m); Pr. 84.
67. ♀ G (0.75) von rechts. — Xe 12072.
433A: core 14, section 1: 54–56 cm (= Kern bei etwa 110.05 m); Pr. 83.
68. ♀ R (0.73) von innen. — Xe 12069.
433A: core 16, section 1: 79–81 cm (= Kern bei etwa 129.30 m); Pr. 86.
69. ♀ G (0.73) von rechts. — Xe 12076.
433A: core 14, section 1: 46–48 cm (= Kern bei etwa 110 m); Pr. 82.
70. ♀ G (0.67), Holotypus, von links. — Xe 12065.
433B: core 1, section 7: 10–13 cm (= Kern bei etwa 137.6 m); Pr. 100.
71. ♂ L (0.74), a) von innen; b) hintere Zahngrube, × 175; c) vordere Zahngrube, × 175. — Xe 12080.
433A: core 14, section 1: 54–56 cm (= Kern bei etwa 110.05 m); Pr. 83.
72. ♀ G (0.72) von links. — Xe 12070.
433A: core 16, section 1: 33–36 cm (= Kern bei etwa 128.85 m); Pr. 85.
73. ♀ G (0.75) von links. — Xe 12075.
433B: core 1, section 1: 39–41 cm (= Kern bei etwa 128.9 m); Pr. 90.
74. ♀ G (0.73) von unten. — Xe 12078.
433A: core 19, section 1: 39–41 cm (= Kern bei etwa 157.4 m); Pr. 88.
75. ♀ G (0.73) von oben. — Xe 12077.

Tafel 7

Soweit nicht anders angegeben, alle Vergr. etwa × 100.

Fig. 76–78: *Keijcyoidea* sp. 15
Pleistozän; oberer Teil der Maanshan Formation. S-Spitze von Taiwan; Straßenanschnitt bei Tiaushih (Pr. 7831).
76. ♀ R (0.63) von innen. — Xe 12102.
77. ♀ L (0.61) von innen. — Xe 12102.
78. ♀ L (0.60) von oben. Beachte den deutlich hervorstehenden Schloßzahn hinter der Mitte! — Xe 12103.

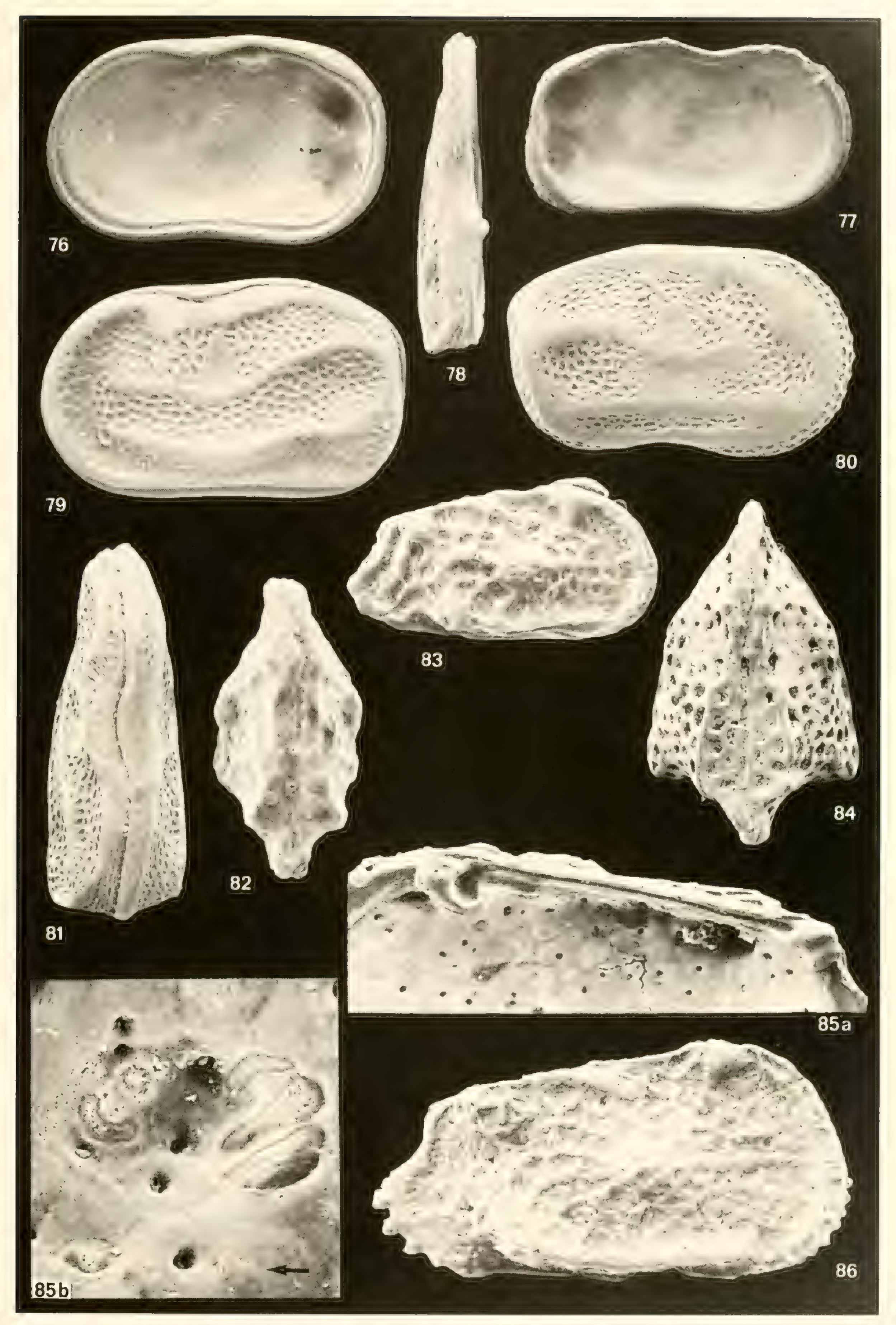
Fig. 79: *Keijcyoidea keiji* (McKENZIE 1967) 15
Rezent. Melbourne; Australien.
79. ♀ G (0.68) von links. — Xe 12100.

Fig. 80–81: *Keijcyoidea* sp. (VAN DEN BOLD 1963) 15
Rezent. Goat Island Beach, near Leight; Neu-Seeland.
80. ♂ R (0.65) von außen. — 12101.
81. ♀ G (0.70) von oben. Beachte das deutliche Übergreifen der R über die L in der Mitte (vor dem Schloßzahn der L!) — Xe 12101.

Fig. 82–83: „*Hermanites*" *volpensis* TAMBAREAU 1972 27
Paläozän; Ilerdien inférieur. Pradals, W Mas d'Azil, Petites Pyrénées; S-Frankreich (Pr. 5/70).
82. ♂ G (0.55) von oben. — Xe 12104.
83. ♂ G (0.57) von rechts. — Xe 12105.

Fig. 84: *Grinioneis alata* (DUCASSE 1964) 21
Eozän; Lutetien inférieur. Chaumont-en-Vexin; Oise (Pr. 234).
84. G (0.63) von oben. — Xe 12106.

Fig. 85–86: *Grinioneis haidingeri* (REUSS 1849) 21
Miozän; Torton. Wien-Nußdorf.
85. ♀ R (0.88), a) Schloß von innen, etwa × 140, b) zentrales Narbenfeld, etwa × 400 (Pfeil weist nach vorn). — Xe 11035.
86. ♀ R (0.88) von außen. — Xe 11036.



Malz, H.: Paläozäne Ostracoden von den Emperor Seamounts.







Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie

Begründet von Prof. Dr. Richard Dehm

8

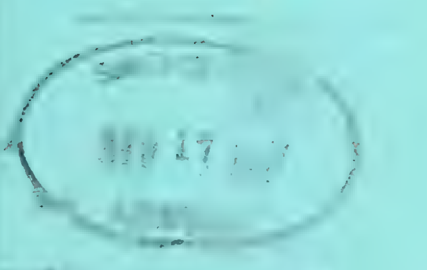
HARALD IMMEL, HERBERT C. KLINGER & JOST WIEDMANN

Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenberg/Tirol, Österreich

---

REINHARD GAUPP

Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg)



MÜNCHEN 1982

Zitteliana	8	72 Seiten	14 Tafeln	München, 1. Juni 1982	ISSN 0373-9627

Gedruckt mit Unterstützung der
Alexander-von-Humboldt-Stiftung

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München

Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

ISSN 0373-9627

Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

Begründet von Prof Dr. Richard Dehm

8

HARALD IMMEL, HERBERT C. KLINGER & JOST WIEDMANN

Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenberg/Tirol, Österreich

---

REINHARD GAUPP

Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg)

MÜNCHEN 1982

Zitteliana	8	72 Seiten	14 Tafeln	München, 1. Juni 1982	ISSN 0373-9627



Gesamtherstellung: Druck- und Verlagsanstalt Gebr. Geiselberger, Altötting

Zitteliana	8	3–32	München, 1. Juni 1982	ISSN 0373 – 9627

Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenberg/Tirol, Österreich

von

Harald IMMEL, Herbert C. KLINGER & Jost WIEDMANN*

mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 1–11

KURZFASSUNG

Die bisherige Trennung von „Unterer" und „Mittlerer Gosau" ist im Brandenberger Gosaubecken irreführend und aufzugeben. Wie bereits a. a. O. (HERM et al. 1979) belegt, sind beide Komplexe größtenteils zeitgleich, eigentlich die nördliche „Mittlere Gosau" sogar älter (Unteres Coniac – tiefstes Santon) als die südliche „Untere Gosau" (?Mittleres Coniac – ?Unteres Campan). Hier wird die reiche Cephalopodenfauna der transgressiven pelagischen südlichen Mühlbach-Brandenberger Ache-Fazies behandelt, die bislang der „Unteren Gosau" zugerechnet wurde.

2 Nautiliden- und 28 Ammoniten-Arten werden beschrieben, davon 13 erstmals aus den Alpen und 6 sogar zum ersten Mal von Europa. Drei neue Arten werden aufgestellt: *Patagiosites redtenbacheri* n. sp., *Pseudomenuites katschthaleri* n. sp. und *Neocrioceras (N.) maderi* n. sp. Interessant ist jedoch das Vorherrschen kosmopoliter Cephalopoden. Der an Cephalopoden (und Inoceramen) reiche Teil des Mühlbach-Brandenberger Ache-Profils kann damit ins Untere Santon gestellt werden, in Einklang mit entsprechenden Datierungen an Inoceramen und Foraminiferen. Faunen-Vergesellschaftung und Sedimente sprechen für offen-marine Ablagerungsbedingungen des Außenschelfs bzw. Kontinentalhanges, die einem transgressiven Halbzyklus entsprechen, während in den stärker litoralen nördlichen Serien des Zöttbachs, Weißach-Grabens und Atzl-Grabens (HERM et al. 1979) ein vollständiger regressiver Zyklus vorliegt.

ABSTRACT

Separation of "Early" and "Middle Gosau Beds" cannot be maintained in the Brandenberg Gosau Basin of the Northern Calcareous Alps. As demonstrated in a previous paper (HERM et al. 1979), both are mainly time-equivalent and the northern "Middle Gosau" even older (Lower Coniacian to Lowermost Santonian) than the southern "Early Gosau" (?Middle Coniacian to ?Lower Campanian). Here the rich cephalopod fauna of the transgressive and open-marine southern Mühlbach-Brandenberger Ache facies is treated, previously regarded as "Early Gosau".

2 nautiloid and 28 ammonite species are described, 13 of them for the first time from the Alps and 6 from Europe. Three new species are established, e. g. *Patagiosites redtenbacheri* n. sp., *Pseudomenuites katschthaleri* n. sp. and *Neocrioceras (N.) maderi* n. sp. Most of the cephalopod species are, however, cosmopolitan. A Lower Santonian age of the cephalopod bearing part of the Mühlbach-Brandenberger Ache section is stressed, and is in agreement with inoceramid and foraminiferal dating. Faunal association and sedimentary features of this transgressive sequence favour an open marine, outer shelf to slope environment of the southern facies of Brandenberg Gosau.

* Dr. H. IMMEL, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10/II, D-8000 München 2

Dr. H. C. KLINGER, South African Museum, P. O. B. 61, Cape Town 8000, South Africa

Prof. Dr. J. WIEDMANN, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen

INHALT

EINLEITUNG

Mit der vorliegenden Arbeit wird die Neubeschreibung und Neudatierung der Brandenberger Gosau im zentralen Teil der Nördlichen Kalkalpen fortgesetzt. Bereits im Beitrag HERM et al. (1979) konnte gezeigt werden, daß die auf W. RICHTER (1937: 68) zurückgehende, von O. KÜHN (1947: 186) mit Hilfe einer Rudisten-Biostratigraphie untermauerte und in der Folgezeit ohne Bedenken übernommene (SCHULZ 1952; HERM 1962, 1974, 1977; FISCHER 1964; SCHENK 1970, 1972) Gliederung der Brandenberger Gosau in eine ,,Untere" und ,,Mittlere Gosau" nicht auf-

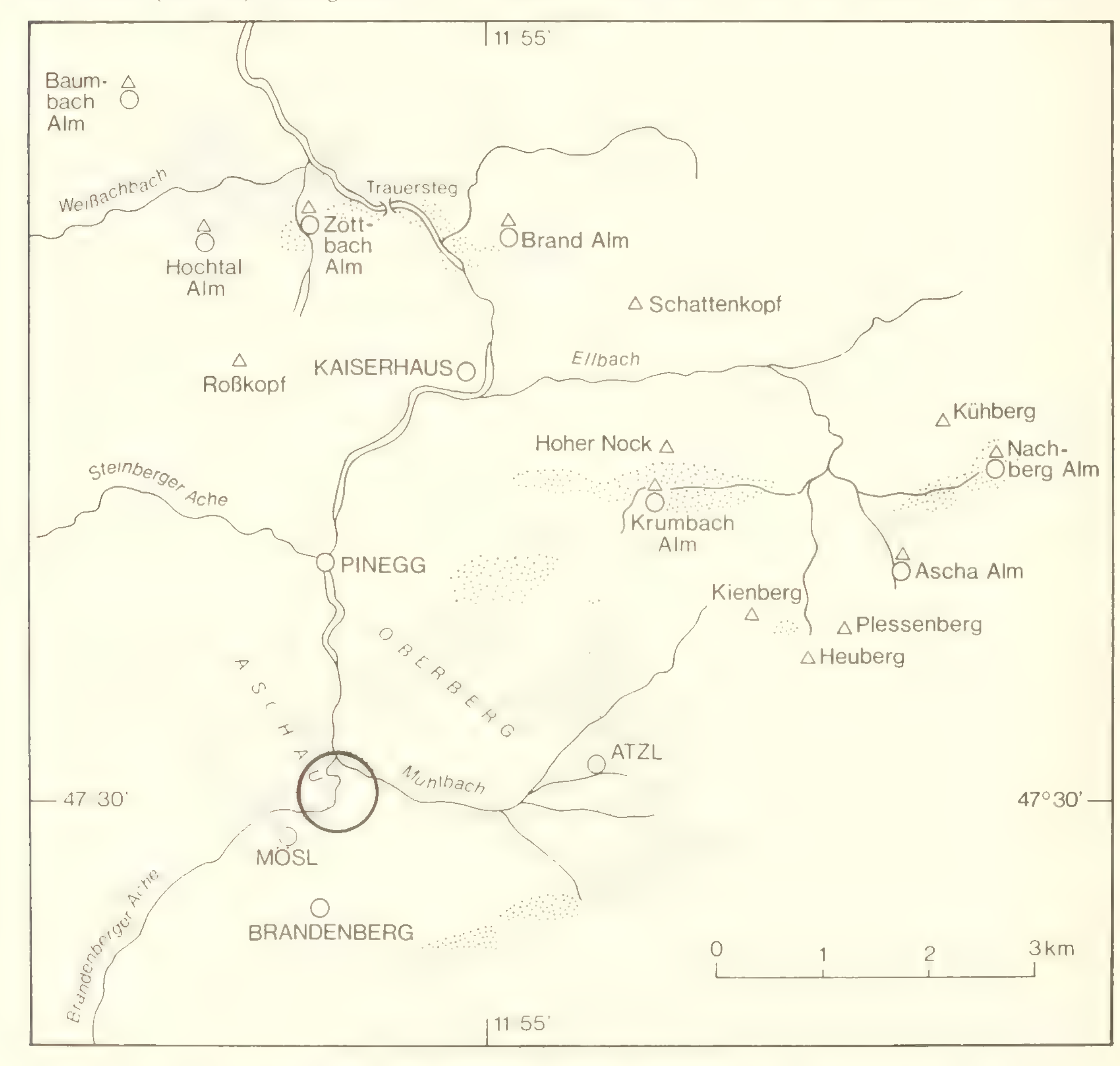


Abb. 1: Kartenskizze der Gosau-Vorkommen (punktiert) bei Brandenberg/Tirol und Lage des Profils der Südfazies am Mühlbach (Kreis, vgl. Abb. 2). Nach HERM et al. 1979.

rechterhalten werden kann. Die bislang als ,,Mittlere Gosau" betrachtete nördliche, generell küstennahe Fazies des Gebiets Weißach-Graben – Zöttbach Alm – Zöttbach-Graben – Atzl-Graben konnte erstmals durch Ammoniten- und Inoceramenfunde ins Coniac (– Unter-Santon?) gestellt werden. Sie erweist sich damit als zeitgleich (?) bzw. älter als die südliche pelagische Fazies des Gebiets Mühlbach – Mösl – Brandenberger Ache, aus der *Texanites quinquenodosus* als leitender Ammonit des tieferen Santon vorgestellt wurde. Damit konnte belegt werden, daß anstelle der postulierten chronologischen Abfolge hier ein fazielles Nebeneinander ± synchroner Abfolgen vorliegt.

Die Abfolgen beider Gebiete beginnen mit der postturonen Gosau-Transgression auf stark gefaltete Trias- und Jura-Sedimente der Lechtal-Decke. Dabei dürfte diese Transgression in der Nordfazies in etwa mit der Turon/Coniacgrenze zusammenfallen, da die spärlichen Ammoniten- und Inoceramenfaunen mit *Yubariceras gosavicum* WIEDMANN, *Inoceramus inaequivalvis* SCHLÜTER u. a. (HERM et al. 1979) noch turone Anklänge erkennen lassen.

Demgegenüber wird der mittlere Abschnitt der Südfazies mit Hilfe von Ammoniten, Inoceramen und Foraminiferen ins Untere Santon gestellt. Ein Beginn der Gosau-Transgression im höheren Coniac wird für diesen Raum aus der Mächtigkeit der Abfolge im Liegenden der Fossilhorizonte erschlossen.

Faziell sind beide Gebiete sehr unterschiedlich entwickelt. Wiederholte Konglomeratlagen, kreuzgeschichtete Sandsteine, Kohlelagen, Kalkarenite, Rudisten-Korallen-Algen-Biostrome, das Fehlen planktonischer Foraminiferen und die Seltenheit pelagischer Makro-Organismen deuten auf ein flachmarin-küstennahes Ablagerungsmilieu der Nordfazies hin (AMPFERER 1921; SCHULZ 1952; SCHENK 1970, 1972; HERM 1974, 1977; HERM et al. 1979). Nach einem sedimentären Vollzyklus endete die Sedimentation hier allerdings bereits mit einer Regressionsfolge an der Coniac/Santon-Grenze. Die bisherigen Santon/Campan-Alter dieser ,,Mittleren Gosau" beruhten auf Fehlinterpretationen der Rudisten (KÜHN 1947) und erster spärlicher Ammonitenfunde (HERM 1977).

Dem steht unvermittelt die Südfazies (SCHULZ 1952; HERM 1962; FISCHER 1964; HERM et al. 1979) gegenüber mit Kalkareniten, Kalkmergeln, grauen und rötlichen Mergeln mit Turbidit-Einschaltungen. Diese Fazies und die reiche Fauna mit pelagischen Makro-Organismen und planktonischen Foraminiferen deuten auf ruhige Sedimentationsbedingungen im Bereich von Außenschelf und Slope hin. In diesem Gebiet setzt sich die marine Sedimentation nicht nur bis ins Campan hinein fort, sondern nimmt – im Gegensatz zur Nordfazies – mit steigenden Plankton-Gehalten an transgressivem Charakter stetig zu (HERM et al. 1979: 41). Übergänge zwischen beiden Faziesbereichen sind nicht bekannt. Die heute geringe räumliche Distanz zwischen beiden Faziesbereichen (s. Abb. 1) ist die Folge post-gosauischer Einengungstektonik (FUCHS 1944; SCHULZ 1952; TOLLMANN 1970).

DANK

Die Autoren danken an erster Stelle Herrn O. MADER (Rattenberg/Tirol), der großzügigst seine umfangreiche Privatsammlung zur Verfügung stellte und die Holotypen der neu beschriebenen Arten der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie schenkte. Ebenfalls großzügig überließ Herr Dr. W. RESCH (Innsbruck) das Material der ihm unterstellten reichen Sammlungen KATSCHTHALER und MUTSCHLECHNER zur Bearbeitung.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gilt unser Dank für die Ermöglichung der Geländearbeiten. Die Alexander-von-Humboldt-Stiftung verhalf durch ein Stipendium (an HCK) zu dieser Gemeinschaftsarbeit und übernahm dankenswerterweise die Druckkosten.

Den Kollegen Prof. Dr. D. HERM (München) und Prof. Dr. E. G. KAUFFMAN (Boulder, Colorado) danken wir für wesentliche Diskussionsbeiträge und Herrn W. WETZEL (Tübingen) für die wie stets vorzüglichen Fossilaufnahmen.

STRATIGRAPHIE

Vergleichbare Profile der südlichen Fazies sind aufgeschlossen am unteren Mühlbach, an der Brandenberger Ache unterhalb von Mösl und zwischen Mösl und der Brücke nach Stegen. Abb. 2 gibt ein vereinfachtes Profil der hier aufgeschlossenen Schichtfolge wider.

AMPFERER & OHNESORGE (1909) machten als erste auf die reiche Fossilführung einzelner Niveaus dieser Folge aufmerksam. KATSCHTHALER brachte in mehrjährigen Aufsammlungen eine reiche Fauna zusammen, deren Fundpunkte und Artenlisten er in einem Vorbericht 1935 mitteilte. Nach der von BRINKMANN bestimmten Cephalopodenfauna plädierte KATSCHTHALER (op. cit.: 180 f) für ein (Coniac?-) Santon-Alter der fossilführenden Folge. SCHULZ (1952) gab die erste ausführliche Profilbeschrei-

bung und reproduzierte die Faunenlisten KATSCHTHALERS. SCHULZ betrachtete sowohl die „fossilreichen grauen Mergel“ als auch die hangenden „ziegelroten Mergel“ und seine „sandig-mergeligen Schichten“ als Äquivalente des Unteren Santon. FISCHER (1964) schließlich ergänzte KATSCHTHALERS Faunenlisten, fügte weitere Detailprofile und eine Auflistung der reichen Foraminiferenfaunen hinzu und kam zu einem Santon-Alter der Gesamtfolge. HERM et al. (1979) dagegen ließen die „Untere Gosau“ des Mühlbachs bereits in höherem Coniac (?) beginnen und sich ins tiefere Campan fortsetzen. Campan-Alter war für den höheren Teil der Mergel aus dem Vorkommen von *Aragonia* bereits von OBERHAUSER (1963: 29) vermutet worden.

Das hier (Abb. 2) reproduzierte Profil (vgl. auch HERM et al. 1979) der „Unteren Gosau“ enthält folgende Schichtglieder (von unten nach oben):

Liegendes:	Ein stark verfaltetes Relief aus Kössener Schichten und Rhäto-Lias-Riffkalken, teilweise mit Paläokarst.
a. 3–5 m	Schlecht sortierte sedimentäre Brekzie aus lokalen Komponenten in kalkig-sandiger Matrix.
b. 1,5–8 m	Schlecht sortiertes Konglomerat mit untergeordneten metamorphen und porphyritischen Komponenten und stark wechselnder Mächtigkeit.
c. 23–30 m	Graue, massige bis undeutlich gebankte Kalksandsteine, unten grob, oben feinkörnig und mit einzelnen Geröllagen und Pflanzenhäcksel. Die oberen 5 m lieferten KATSCHTHALER (1935: 175) eine reiche Fauna, deren Cephalopoden in diesem Beitrag bearbeitet werden. Sie stammen aus schalenreichen Lagen, in denen Schichtung und Original-Vergesellschaftungen durch Bioturbation und Aufarbeitung zerstört wurden. Wahrscheinlich im Außenschelf abgelagert bei periodisch auftretenden Stillwasserbedingungen.
d. 4–5,5 m	Grauer, gelb-braun verwitternder harter sandiger Kalk mit Geröllen und Schalen-Fragmenten. Ablagerung unter ähnlichen Bedingungen wie *c.*
e. 2,5–4 m	Sehr fossilreiche knollige Kalkmergel, die neben reicher Bioturbation (Zoophycos) die von KATSCHTHALER (1935: 178) und WIEDMANN (in HERM et al. 1979: 48, 49) angeführten Cephalopoden enthalten. Neben diesen tritt eine reiche Inoceramen- und Echinidenfauna auf. Insgesamt ist allerdings die Diversität geringer als in *c.* Sedimentation erfolgte wahrscheinlich unter Weichboden-Bedingungen des Außenschelfs. Ein hoher Prozentsatz an Kosmopoliten deutet gleichfalls auf offenmarine Bedingungen hin.
f. 10–14 m	Rötliche und graue Mergel und klastische turbiditische Einschaltungen. Im unteren Teil Knödelbrekzie (vgl. THIEDIG 1975), Auftreten von Rudistenschill (SCHULZ 1952: 13) und anderen Gosau-Bioklasten. Rasche Zunahme des Gehalts an planktonischen Foraminiferen. Außenschelf-Slope-Environment, das eine rasche Eintiefung des südlichen Brandenberger Gosau-Beckens erkennen läßt.
g. bis 200 m	Graue, rötliche oder rotbraune Mergel, mit Mergelkalken wechsellagernd. Teilweise fein laminiert, teilweise Slump-Strukturen. In den autochthonen Lagen nimmt die Planktonführung weiterhin zu. Wohl unter kontinuierlichen offen-marinen Außenschelf-Bedingungen oberhalb CCD abgelagert (vgl. auch FISCHER 1964).

Die reiche Cephalopodenfauna dieses Profils ist damit auf einen relativ engen Profilabschnitt beschränkt, nämlich die oberen 5 m von *c* und das etwa 3 m mächtige Paket *e*. Da im Gesamtbereich dieselben Arten auftreten, wird

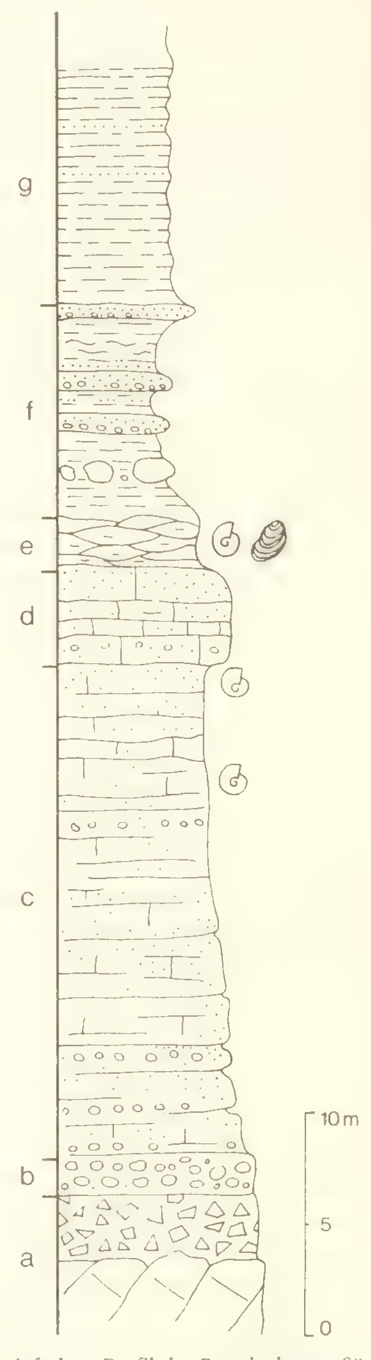


Abb. 2: Vereinfachtes Profil der Brandenberger Südfazies an Brandenberger Ache und unterem Mühlbach (aus: HERM et al. 1979). Die fossilführenden Lagen (Cephalopoden und Inoceramen) sind markiert.

im folgenden die präzise Herkunft nicht unterschieden. Die Cephalopodenfauna belegt mit

Texanites quinquenodosus (REDTENBACHER)

Unteres Santon (s. WIEDMANN in HERM et al. 1979: 48).

Dieses Alter wird von den Inoceramen (s. KAUFFMAN in HERM et al. 1979: 39) bestätigt, die allerdings auf das Schichtpaket *e* beschränkt scheinen; hier treten sie allerdings in extremer Dichte und mit großwüchsigen Exemplaren in Erscheinung:

Cladoceramus undulatoplicatus (ROEMER)
Platyceramus cycloides (WEGNER)
Magadiceramus subquadratus (SCHLÜTER)
Sphenoceramus sp.

Auch die Echinidenfauna mit

Echinocorys ovatus (LESKE)
Micraster coranguinum (LESKE)

widerspricht der hier vorgenommenen Datierung nicht.

Eine ausführliche Liste der Foraminiferenfauna dieser Schichtfolge wurde von FISCHER (1964: 139ff.) vorgelegt. Sie enthält vor allem eine autochthone Vergesellschaftung von

Globotruncana concavata concavata (BROTZEN)
Gl. concavata carinata DALBIEZ
Gl. concavata cyrenaica BARR,

die gleichfalls für Unteres Santon spricht, da *Gl. concavata cyrenaica* als Vorläufer von *Gl. concavata concavata* auf den tieferen Teil des Profils beschränkt ist und im Schichtglied g ausklingt. Hier erscheinen

Globotruncana atlantica CARON und
Gl. thalmani GANDOLFI

als Leitformen des Oberen Santon.

Eine Fortsetzung des Profils im Campan ist wahrscheinlich (OBERHAUSER 1963: 29), aber nicht gesichert (FISCHER 1964: 142). Die rasche Zunahme der planktonischen Arten zu Ungunsten des Benthos ist deutlich und läßt – bei gleichzeitiger Abnahme klastischer Schüttungen – eine zunehmende „Transgressivität" der Folge erkennen (HERM et al. 1979: 83).

CEPHALOPODENFAUNA

Wie bereits erwähnt, setzt die Cephalopodenfauna im obersten Teil der Einheit *c* ein (Abb. 2) und reicht von hier bis in die Schichteinheit *e* hinauf. Da in dieser maximal 10 m mächtigen Folge keinerlei Arten- oder Altersunterschiede erkennbar sind, wird hier auf eine Unterscheidung der Fundniveaus verzichtet.

Die Fossilerhaltung läßt – wie aus den Tafelabbildungen ersichtlich – sehr zu wünschen übrig. Es handelt sich fast ausnahmslos um Mergel-Steinkerne, die bei der Kompaktion des Sediments offenbar noch plastisch verformt werden konnten. Daher ist es sehr häufig unmöglich oder wenig sinnvoll, Abmessungen der Windungsbreite anzugeben. Bei zahlreichen Exemplaren liegt lediglich die Wohnkammer vor, während die Innenwindungen vielfach sedimentfrei blieben und bei der frühdiagenetischen (?) Schalenlösung nicht fossilisierbar waren. So ließen sich Lobenlinien naturgemäß nur in wenigen Ausnahmefällen beobachten und widergeben. Vielfach wurde die Wohnkammerfüllung zusätzlich noch von der reichen Grabfauna dieser Schichten durchwühlt. Aus diesen Gründen war ein Vergleich mit den sehr ähnlichen, aber vorzüglich erhaltenen Unter-Santon-Faunen Südafrikas besonders nützlich.

Im systematischen Teil folgen wir im wesentlichen C. W. WRIGHT (1981).

Verzeichnis der hier benützten Abkürzungen und Maßangaben:

BSP	Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München
GPII	Geologisch-Paläontologisches Institut, Innsbruck
GPIT	Geologisch-Paläontologisches Institut, Tübingen
M	Sammlung Mader, Rattenberg/Tirol
D	Gehäuse-Durchmesser (Werte in mm, Angaben in Klammern beziehen sich jeweils auf den Phragmokon-Durchmesser)
L	Gehäuselänge bei heteromorphen Ammoniten (Werte in mm)
Wh	Windungshöhe (Werte in mm, Angaben in Klammern geben den prozentualen Anteil an, bezogen auf den Gehäuse-Durchmesser)
Wb	Windungsbreite (Werte ect. s. bei Wh)
Nw	Nabelweite (Werte ect. s. bei Wh)
E	Externlobus
L	Laterallobus
U_1, U_2.	Umbilikalloben

Klasse Cephalopoda CUVIER 1797
Unterklasse Nautiloidea AGASSIZ 1847
Ordnung Nautilida AGASSIZ 1847
Überfamilie Nautilaceae DE BLAINVILLE 1825
Familie Nautilidae DE BLAINVILLE 1825
Gattung *Eutrephoceras* HYATT 1894

Typusart: *Eutrephoceras dekayi* (MORTON 1873)

? *Eutrephoceras* cf. *gosavicum* (REDTENBACHER 1873)

Material: 1 Exemplar (M 30).

Beschreibung: Der mäßig erhaltene verdrückte Steinkern besitzt einen Durchmesser von etwa 70 mm. Die Aufrollung ist stark involut, der ursprüngliche Querschnitt war vermutlich subtriangulär. Der Steinkern ist glatt, die Lage des Siphos oder Suturen sind nicht zu erkennen.

Beziehungen: Aus dem Fehlen von Suturen kann man schließen, daß es sich eventuell um den Rest einer Wohnkammer handelt, was auf eine kleinwüchsige Form hinweisen würde. Die stark involute Aufrollung und das Fehlen einer Skulptur sprechen für eine Zugehörigkeit zu *Eutrephoceras* HYATT 1894, obwohl die Übergänge zwischen dieser Gattung und *Cimomia* CONRAD 1866 fließend sind (KUMMEL 1964: K 455; SHIMANSKY 1975: 134), so daß die Zuordnung oft willkürlich erscheint.

Der unverdrückt wahrscheinlich subtrianguläre Windungsquerschnitt deutet in Richtung auf *E. gosavicum* (REDTENBACHER 1873: 97, Taf. 22, Fig. 2).

Verbreitung: *E. gosavicum* ist bisher nur aus der Gosau des Nefgrabens bekannt. GERTH (1961: 119) gibt das Alter dieser Schichten noch mit Coniac – Campan an, doch haben neuere Untersuchungen ergeben, daß sie vollständig dem Santon zuzurechnen sind (SUMMESBERGER MS).

Familie Cymatoceratidae SPATH 1927
Gattung *Cymatoceras* HYATT 1884

Typusart: *Cymatoceras pseudoelegans* (D'ORBIGNY 1840).

Cymatoceras sharpei (SCHLÜTER 1876)
(Taf. 1, Fig. 1–2)

1876 *Nautilus Sharpei* SCHLÜTER, 171, Taf. 46, Fig. 5–7.
?1876 *Nautilus Atlas* WHITEAVES, 17.

Holotyp: *Nautilus Sharpei* SCHLÜTER 1876 (S. 171, Taf. 46, Fig. 5–6).

Diagnose: Enggenabelter und breitmündiger Cymatocerat mit zentraler Lage des Sipho.

Material: 4 Exemplare (M 31 – M 34).

Beschreibung: Die etwas verdrückten Steinkerne besitzen Durchmesser zwischen 52 und 54 mm.

Die Exemplare sind jeweils stark involut und zeigen deutlich einen breit gerundeten Windungsquerschnitt sowie die typisch cymatoceratide Schalenstreifung. Soweit erkennbar, scheint der Sipho zentral gelegen; die Lobenlinie besitzt einen geraden Verlauf.

Beziehungen: Gehäuseform und Skulptur lassen klar die Zugehörigkeit zur Gattung *Cymatoceras* erkennen. Der gerade Verlauf der Lobenlinie zeigt gute Übereinstimmung mit *C. sharpei* (s. SCHLÜTER 1876: Taf. 46, Fig. 5–6). Bei Steinkernerhaltung (Taf. 1, Fig. 2a) ist eine Unterscheidung von *Eutrephoceras* nicht möglich (s. WIEDMANN 1960: 198).

Engste Beziehungen bestehen zu *C. atlas* (WHITEAVES 1876). Nach SCHLÜTER (1876: 171) unterscheidet sich diese Art von seinem *C. sharpei* durch die etwas ventralere Lage des Sipho (s. SHARPE 1853: Taf. 4, Fig. 1). Dieser Unterschied erscheint allerdings WRIGHT & WRIGHT (1951: 11) so geringfügig, daß sie eine Identität der beiden Arten vermuten.

Verbreitung: *C. sharpei* wurde von SCHLÜTER aus dem NW-deutschen Cenoman beschrieben. Falls *C. atlas* tatsächlich nur ein jüngeres Synonym darstellt, würde es sich um eine nahezu kosmopolitische Art handeln, die eine stratigraphische Reichweite vom Cenoman bis ins Santon besitzt.

Unterklasse Ammonoidea ZITTEL 1884
Ordnung Phylloceratida ZITTEL 1884
Überfamilie Phyllocerataceae ZITTEL 1884
Familie Phylloceratidae ZITTEL 1884
Unterfamilie Phylloceratinae ZITTEL 1884
Gattung *Phylloceras* SUESS 1865
Untergattung *Hypophylloceras* SALFELD 1924

Typusart: *Phylloceras onoense* STANTON 1895

Phylloceras (Hypophylloceras) velledaeforme (SCHLÜTER 1871)
(Taf. 1, Fig. 3–4)

1871 *Ammonites Velledaeformis* SCHLÜTER, 84.
1872 *Ammonites Velledaeformis* SCHLÜTER. – SCHLÜTER, 60, Taf. 18. Fig. 4–5, 7(?), (non 6).
1902 *Phylloceras velledaeforme* SCHLÜTER – RAVN, 248, Taf. 3, Fig. 12.

Holotyp: *Ammonites Velledaeformis* SCHLÜTER 1872 (S. 60, Taf. 18, Fig. 4–5).

Diagnose: Enggenabelter hochmündiger Phyllocerat mit feinen dichten Fadenrippen, die am Nabel einsetzen und die Externseite queren.

Material: 3 Exemplare (M 21, M 22, GPII P. 8163).

Beschreibung: Bei den etwas verdrückten Exemplaren handelt es sich um Phragmokone. Sie erlauben keine Messung der Windungsbreite, doch besitzen sie mit Sicherheit einen hochovalen schlanken Querschnitt mit mäßig gewölbten Flanken.

Abmessungen:	D	Wh		Wb	Nw	
M 21	78	45	(0.57)	–	–	
M 22	52	30	(0.57)	–	–	
GPII P. 8163	25	14	(0.56)	–	3	(0.12)

Das kleinste Exemplar ist eine juvenile Form, bei der der Nabel noch geöffnet ist (Taf. 1, Fig. 3). Im Alter schließt sich der Nabel vollständig, wie die beiden Adultformen deutlich zeigen.

Die Skulptur besteht aus feinen dichten Fadenrippen, die nahe dem Nabel entspringen, radial über die Flanken verlaufen und die Externseite queren.

Die Lobenlinie läßt keine Details erkennen.

Beziehungen: Aufrollung, Querschnitt und Skulptur weisen die Exemplare als Angehörige der Untergattung *Ph. (Hypophylloceras)* aus.

Die beste Übereinstimmung besteht zu *Ph. (H.) velledaeforme.* Diese Art ist am engsten mit *Ph. (H.) woodsi* (van Hoepen 1921) verwandt. Allerdings zeichnet sich *Ph. (H.) velledaeforme* durch gewölbte Flanken mit einer maximalen Windungsbreite im unteren Drittel aus. Demgegenüber besitzt *Ph. (H.) woodsi* flache subparallele Flanken. Ferner werden bei *Ph. (H.) woodsi* nur die äußeren Flanken von Fadenrippen bedeckt, während die Rippen bei *Ph. (H.) velledaeforme* bereits im Bereich des Nabels einsetzen.

Verbreitung: *Ph. (H.) velledaeforme* ist bisher nur aus dem Campan Europas bekannt, und wird hier nun auch aus dem Santon der Gosau beschrieben.

Ordnung Lytoceratida Hyatt 1889

Unterordnung Lytoceratina Hyatt 1889

Überfamilie Tetragonitaceae Hyatt 1900

Familie Gaudryceratidae Spath 1927

Gattung *Anagaudryeras* Shimizu 1954

Typusart: *Ammonites sacya* Forbes 1846

Anagaudryceras cf. *subtililineatum* (Kossmat 1895)
(Taf. 1, Fig. 7)

Material: 1 Exemplar (M 18)

Beschreibung: Das Exemplar ist schwach verdrückt, so daß nur Näherungswerte angegeben werden können. Die letzte Viertelwindung gehört zur Wohnkammer.

Abmessungen:	D	Wh		Wb	Nw	
M 18	48	14	(0.28)	–	25	(0.52)

Die Aufrollung ist deutlich evolut, der Querschnitt gut gerundet.

Das Exemplar zeigt keinerlei Skulptur, die Sutur läßt die gedrungenen gaudryceratiden Loben erkennen.

Beziehungen: Die weit offene Nabelregion und das langsame Anwachsen der Windungshöhe sprechen für eine Zugehörigkeit des Exemplars zur Gattung *Anagaudryceras* und unterscheidet es von *Gaudryceras* de Grossouvre 1894.

Die schlechte Erhaltung verhindert allerdings eine genaue artliche Zuordnung. Die äußerst langsame Zunahme der Windungshöhe weist auf die Art *A. subtililineatum* hin. Diese Art unterscheidet sich von der nächstverwandten Art *A. pulchrum* (Crick 1907) zudem durch das Zurücktreten von kräftigen Rippen („collar ribs") und von Einschnürungen (vgl. Kennedy & Klinger 1979: 156).

Verbreitung: *A. subtililineatum* ist bisher nur aus Schichten des Santon und Campan von Südindien und dem Pondoland (Südafrika) bekannt geworden.

Gattung *Gaudryceras* de Grossouvre 1894

Typusart: *Gaudryceras mite* (Hauer 1866)

Gaudryceras ex gr. *denseplicatum* Yabe 1903
(Taf. 1, Fig. 5)

Material: 1 Exemplar (GPII P. 8179).

Beschreibung: Das verdrückte Exemplar besteht aus einem Abdruck des Phragmokons und einem Steinkern der Wohnkammer, der den letzten halben Umgang umfaßt.

Abmessungen:	D		Wh		Wb	Nw	
GPII P. 8179	42	(24)	18	(0.43)	–	13	(0.31)

Die Aufrollung ist mäßig involut. Die Windungshöhe nimmt rasch zu, die Windungsbreite kann nicht mehr rekonstruiert werden. Der Querschnitt ist aber sicher hochoval, die Externseite gut gerundet.

Die Skulptur der Wohnkammer besteht aus feinen Rippen, die gerade über die Flanken verlaufen und die Externseite queren. Gelegentlich werden einige dieser Rippen zu Wulstrippen zusammengefaßt.

Die Lobenlinie läßt, soweit erhalten, nur wenige Details erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Skulptur deuten auf die Zugehörigkeit zur Gattung *Gaudryceras.* Für eine genaue Artbestimmung ist die Erhaltung nicht ausreichend, allerdings kann eine gewisse Einengung vorgenommen werden.

Innerhalb der Gattung *Gaudryceras* lassen sich im Anschluß an Kennedy & Summesberger (1979: 73) zwei Gruppen unterscheiden, nämlich die des *Gaudryceras mite* (Hauer 1866) und die des *Gaudryceras denseplicatum.* Bei der ersten sind die Rippen zeitlebens gleich und fein ausgebildet, bei der zweiten treten im Verlauf der Ontogenese Wulstrippen zu den Fadenrippen hinzu. Die dritte von Kennedy & Summesberger ausgeschiedene Gruppe, die des *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe 1903, unterscheidet sich nicht signifikant von der *denseplica-*

tum-Gruppe und dürfte mit ihr zu vereinen sein, was man auch aus der „note added in proof" (op. cit.: 79) schließen kann.

Das Brandenberger Exemplar zeigt auf der Wohnkammer Wulstrippen, die die Zugehörigkeit zur Gruppe des *G. denseplicatum* belegen.

Leider ist die Erhaltung zu unvollständig, um die genaue ontogenetische Entwicklung der Berippung feststellen zu können. Da auch der diagnostisch wichtige Querschnitt nicht mehr rekonstruiert werden kann, muß von einer näheren Bestimmung abgesehen werden.

Gaudryceras sp.
(Taf. 1, Fig. 6)

Material: 1 Exemplar (M 51)

Beschreibung: Das verdrückte Exemplar umfaßt etwas mehr als eine halbe Windung des Phragmokons.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Nw
M 51	36	13 (0.36)	>7	14 (0.39)

Die Aufrollung ist mäßig evolut, der Querschnitt kann nur verhältnismäßig grob rekonstruiert werden. Er war hochoval, mit steilen Nabelwänden und gut gerundeter Externsseite.

Die Skulptur besteht aus feinen Fadenrippen, die leicht geschwungen über die Flanken verlaufen und die Externseite queren. Gelegentlich werden einige dieser Fadenrippen zu einer angedeuteten Wulstrippe zusammengefaßt.

Die Lobenlinie läßt keine näheren Details erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Skulptur sprechen wie bei dem vorher besprochenen Exemplar GPII P. 8179 für eine Zugehörigkeit zur Gattung *Gaudryceras*.

Eine nähere Zuordnung läßt die sehr unvollständige Erhaltung allerdings nicht zu. Die angedeuteten Wulstrippen weisen zwar ebenfalls auf die Gruppe des *G. denseplicatum* Yabe 1903 hin, die Ausbildung ist aber zu undeutlich, um wirklich zur Bestimmung herangezogen zu werden.

Familie Tetragonitidae Hyatt 1900

Gattung *Saghalinites* Wright & Matsumoto 1954

Typusart: *Saghalinites cala* (Forbes 1846)

Saghalinites aff. *wrighti* Birkelund 1965
(Taf. 2, Fig. 1–2)

Material: 2 Exemplare (M 14, GPII P. 8178).

Beschreibung: Die etwas verdrückten Exemplare umfassen $1^1/_4$ Windungen (M 14) bzw. eine $^3/_4$-Windung der Wohnkammer (GPII P. 8178).

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Nw
M 14	57	23 (0.40)	–	20 (0.35)
GPII P. 8178	45 (21)	18 (0.40)	>14	15 (0.33)

Die Aufrollung ist mäßig evolut, die Zunahme der Windungshöhe erfolgt ziemlich langsam. Der Querschnitt kann nicht exakt erfaßt werden, die Windungshöhe ist aber sicher etwas größer als die Windungsbreite, und die deutlichen Umbilikal- und Marginalkanten verleihen dem Querschnitt einen eckigen Umriß.

Die Steinkerne sind glatt, Hinweise auf eine Skulptur fehlen ebenso wie auf Einschnürungen. Auf der Ventralseite verlaufen parallel zum Sipho angeordnete Streifen. Ihre genaue Bedeutung ist nicht bekannt, eventuell geben sie Hinweise auf die externe Befestigung des Sipho. Eine Beschreibung und Diskussion solcher Bildungen bei der Typusart *Saghalinites cala* findet sich in Kennedy & Klinger (1977: 174ff).

Von der Lobenlinie sind nur geringe Reste erhalten.

Beziehungen: Der kantige Querschnitt, die verhältnismäßig langsame Zunahme der Windungshöhe sowie die externe Parallelstreifung sprechen für eine Zugehörigkeit zu *Saghalinites*, der hier in Anlehnung an Wiedmann (1962, non 1973) Birkelund (1965) und Kennedy & Klinger (1977) als eigene Gattung aufgefaßt wird.

Innerhalb der Saghaliniten spricht das starke Zurücktreten der Einschnürungen auf den äußeren Windungen am ehesten für die Art *S. wrighti*, insbesondere im Vergleich mit der sonst sehr ähnlichen Art *S. cala*. Allerdings besitzt *S. wrighti* einen breiteren Querschnitt und eine evolutere Aufrollung, weshalb hier von einer Zuordnung abgesehen wird.

Birkelund (1965: 36) erwähnt einen noch unbeschriebenen Saghaliniten aus dem Santon Japans, der sich nach Matsumoto durch einen stärker gerundeten Querschnitt und eine involutere Aufrollung von *S. wrighti* unterscheiden soll. Eventuell ist das hier beschriebene Exemplar von Brandenberg am unmittelbarsten mit dieser japanischen Form zu vergleichen.

Gattung *Pseudophyllites* Kossmat 1895

Typusart: *Pseudophyllites indra* (Forbes 1845)

Pseudophyllites latus (Marshall 1926)
(Taf. 2, Fig. 3–4)

1977 *Pseudophyllites latus* (Marshall, 1926). – Kennedy & Klinger, S. 190, Abb. 25–26 (mit Synonymie).

Lectotyp: *Tetragonites latus* Marshall 1926 (S. 149, Taf. 32, Fig. 1), durch Festlegung von Henderson (1970: 14).

Diagnose: Pseudophyllit mit mäßig breitmündigem Querschnitt und steiler Nabelkante.

Material: 2 Exemplare (M 48, GPII P. 8164).

Beschreibung: Wegen der Verdrückung der beiden Exemplare können die Maße nur Näherungswerte geben.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
GPII P. 8164	45	11 (0.25)	12 (0.27)	0.92	13 (0.29)
M 48	22	–	–	–	6 (0.27)

Die Aufrollung ist involut. Die Windungshöhe nimmt relativ langsam zu, auf jeden Fall etwas geringfügiger als die Windungsbreite, was einen mäßig breitmündigen Querschnitt ergibt. Die Nabelwand ist steil.

Die Steinkerne sind glatt und lassen weder Skulptur noch Einschnürungen erkennen.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Die involute Aufrollung, der breite Querschnitt und das Fehlen einer Skulptur sowie von Einschnürungen zeigen klar, daß es sich um Vertreter der Gattung *Pseudophyllites* handelt. Innerhalb dieser merkmalsarmen Gattung werden die einzelnen Arten insbesondere nach dem Grad der Involution und dem Querschnitt unterschieden.

Vor allem Kennedy & Klinger (1977) geben Meßwerte für eine Anzahl von Arten an. Die besten Übereinstimmungen der Brandenberger Pseudophylliten ergeben sich mit den Daten für *P. latus* (Wh/Wb = 0.89 – 0.98; Nw = 0.17 –0.20). Die Abweichungen in der Nabelweite könnten darauf beruhen, daß es sich bei den Angaben von Kennedy & Klinger um die Werte sehr großer Exemplare handelt (D = 80–181 mm gegenüber 22 bzw. 45 mm bei den Brandenberger Stücken).

Eine Verwechslung wäre eventuell mit *P. indra* (Forbes 1846) möglich, einer Art, deren Beziehungen zu *P. latus* so eng sind, daß sie von Henderson (1970: 12) in Synonymie verwiesen wurde. Die Ausbildung der steilen Nabelkante ist allerdings sehr typisch für *P. latus*, im Gegensatz zur stark abgeflachten Nabelwand bei *P. indra*, so daß die beiden Arten durchaus unterschieden werden können (vgl. Kennedy & Klinger 1977: Abb. 21 und 26).

Sehr enge Beziehungen bestehen ferner zu der nur wenig bekannten Art *P. postremus* (Redtenbacher 1873), die wie *P. latus* eine steile Nabelwand besitzt, aber einen deutlich verschiedenen Querschnitt aufweist (subrektangulär, Wh etwas größer als Wb).

Verbreitung: *P. latus* ist vom Obersanton bis ins Maastricht bekannt. Die Art liegt bisher aus Grönland, Madagaskar, Zululand, Neuseeland und der Antarktis vor, und nunmehr auch aus dem Brandenberger Untersanton.

Unterordnung Ammonitina Hyatt 1889

Überfamilie Desmocerataceae Zittel 1895

Familie Desmoceratidae Zittel 1895

Unterfamilie Puzosiinae Spath 1922

Gattung *Parapuzosia* Nowak 1913

Typusart: *Parapuzosia daubréei* (de Grossouvre 1894)

Parapuzosia daubréei (de Grossouvre 1894)
(Taf. 2, Fig. 9–10; Taf. 3, Fig. 1–2; Taf. 4, Fig. 2)

1894 *Sonneratia Daubréei* de Grossouvre, 154, Taf. 28
1906 *Sonneratia Daubréei* de Grossouvre. – Müller & Wollemann, 8, Taf. 5.
1913 *Parapuzosia Daubréei* de Grossouvre. – Nowak, 363, Taf. 43, Fig. 32, Taf. 44, Fig. 40.

Holotyp: *Sonneratia Daubréei* de Grossouvre 1894 (S. 154, Taf. 28).

Diagnose: Großwüchsige *Parapuzosia* mit zahlreichen kräftigen Hauptrippen und wenigen Sekundärrippen (Schalt- oder Gabelrippen) auf der höheren Flanke und Externseite.

Material: 4 sichere Exemplare (M 41, GPII P. 8172 – GPII P. 8174), ferner 2 fragliche Stücke (M 42, GPII P. 8175).

Beschreibung: Wie die Abmessungen zeigen, sind unter dieser Art die größten Ammoniten aus der Brandenberger Gosau zu finden. Dabei ist das Exemplar M 41 vollständig gekammert, war also zu Lebzeiten noch um einiges größer.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
M 41	290	110 (0.38)	75 (0.26)	1.47	90 (0.31)
GPII P. 8172	–	125	>65	–	–
GPII P. 8173	100	43 (0.43)	28 (0.28)	1.54	28 (0.28)
GPII P. 8174	95	40 (0.42)	–	–	26 (0.27)

Die Stücke sind mäßig involut und besitzen einen hochovalen Querschnitt. Die Nabelwand ist steil.

Die Skulptur besteht zunächst aus zahlreichen kräftigen Hauptrippen, die meist an der Umbilikalkante entspringen, sich aber auch erst auf der Flanke einschalten können (Taf. 4, Fig. 2). Sie sind sigmoidal geschwungen. Auf den äußeren Flanken, im Bereich des prorsikonkaven Bogens, können sie anschwellen. Etwa in diesem Bereich treten auch einige – häufig drei – kurze Sekundärrippen auf, teils als Schalt-, teils als Gabelrippen. Alle Rippen queren die schmale, gerundete Externseite in winkeligem Bogen.

Das vorliegende Material läßt sehr schön die ontogenetische Skulpturentwicklung erkennen. Das Exemplar M 41 besitzt auf einem halben Umgang der vorletzten Windung 8 Hauptrippen, denen auf der Außenwindung 15 Hauptrippen entsprechen. Der Schalt- oder Gabel-

punkt der Sekundärrippen liegt auf den Innenwindungen noch auf der inneren Flanke (Taf. 2, Fig. 10a). Er wird im Verlauf der Ontogenie in eine marginalere Position verlagert (Taf. 3, Fig. 1). Die beschriebene Anschwellung der Hauptrippen ist ein Adultmerkmal (Taf. 2, Fig. 9), das den inneren Windungen fehlt (Taf. 2, Fig. 10a). Die Lobenlinie zeigt keine nennenswerten Details.

Beziehungen: In den Abmessungen und der Skulptur stimmen die Brandenberger Exemplare sehr gut mit *P. daubréei* überein. Diese Art unterscheidet sich vor allem durch die große Anzahl kräftig entwickelter Hauptrippen von den nächstverwandten Arten, insbesondere von *P. corbarica* (DE GROSSOUVRE 1894). Bei dieser Art sind zudem die Hauptrippen schwächer entwickelt und eine größere Zahl von Sekundärrippen vorhanden.

Verbreitung: *P. daubréei* ist bisher aus dem Santon von Südwestfrankreich, Nordwestdeutschland und Polen bekannt und wird hier erstmals aus der Gosau beschrieben.

Parapuzosia corbarica (DE GROSSOUVRE 1894)
(Taf. 3, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 1)

1894 *Puzosia corbarica* DE GROSSOUVRE 174, Taf. 27, Fig. 1.

Holotyp: *Puzosia corbarica* DE GROSSOUVRE (S. 174, Taf. 27, Fig. 1).

Diagnose: Mittelgroße *Parapuzosia* mit unregelmäßig auftretenden Hauptrippen und einer größeren Anzahl (10–20) kürzerer Schalt- und Gabelrippen.

Material: 2 Exemplare (M 43, GPII P. 8176).

Beschreibung: Das schwach verdrückte Exemplar M 43 umfaßt knapp $1^1/_2$ Windungen, von dem Stück GPII P. 8176 ist nur ein Fragment zweier Windungen erhalten. Zum Vergleich werden die Maße für den Holotyp der Abbildung DE GROSSOUVRES entnommen.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
Holotyp	155	64 (0.41)	40 (0.26)	1.60	43 (0.28)
M 43	75	33 (0.44)	27 (0.36)	1.22	23 (0.31)
GPII P. 8176	–	36	20	1.80	–

Die Aufrollung ist mäßig involut, der Querschnitt hochoval, die Nabelwand steil.

Das Exemplar M 43 (Taf. 4, Fig. 1) besitzt auf dem letzten Umgang 9 Hauptrippen. Sie setzen in unregelmäßigem Abstand teilweise an zierlichen Nabelknoten ein und queren die Flanken in mäßig geschwungenem Verlauf. Manchmal werden sie von einer seichten Einschnürung begleitet. Zwischen den Hauptrippen sind auf den äußeren Flanken 10–14 Sekundärrippen eingeschaltet, die gelegentlich bifurkieren. Auf der schmal gerundeten Externseite bilden alle Rippen orade Chevrons. Das Stück GPII P. 8176 zeigt eine ähnliche Skulptur.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Die Brandenberger Exemplare entsprechen sehr gut der Originaldiagnose DE GROSSOUVRES für den Holotyp von *P. corbarica*. Die Unterschiede zu der naheverwandten Art *P. daubréei* (DE GROSSOUVRE 1894) sind dort genannt.

Verbreitung: Der Holotyp von *P. corbarica* stammt aus dem Santon des Département Aude, Frankreich. Die Art soll im westeuropäischen Santon weitverbreitet sein und wird hier erstmals aus der Gosau beschrieben.

Gattung *Mesopuzosia* MATSUMOTO 1954

Typusart: *Mesopuzosia pacifica* MATSUMOTO 1954

? *Mesopuzosia yubarensis* (JIMBO 1894)
(Taf. 4, Fig. 3)

1894 *Desmoceras yubarense* JIMBO, 28, Taf. 17, Fig. 6.
1954 *Mesopuzosia yubarense* (JIMBO). – MATSUMOTO, 86, Taf. 13, Fig. 3–4, Taf. 14, Fig. 2–3.

Holotyp: *Desmoceras yubarense* JIMBO (S. 28, Taf. 17, Fig. 6).

Diagnose: Mittelgroßer schlanker Puzosiide mit abgeflachten Flanken. In der Jugend zahlreiche feine, geschwungene Rippen, die an der Umbilikalkante einsetzen.

Material: 1 Exemplar (GPII P. 8177).

Beschreibung: Das vorliegende schwach verdrückte Exemplar zeigt eine halbe Windung zweier Umgänge die sich deutlich umfassen, so daß eine mittlere Nabelweite vorliegt. Zum Vergleich werden die Maße eines Stückes (GT. I-385) von Hokkaido angegeben (aus MATSUMOTO 1954: 86).

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
GPII P. 8177	107	39 (0.36)	>19	–	35 (0.33)
GT.I-385	95	37.3 (0.39)	22.5 (0.24)	1.66	34 (0.35)

Der hochmündige Querschnitt zeigt flache, fast subparallele Flanken mit einer maximalen Windungsbreite knapp unterhalb der Flankenmitte. Die Externseite ist schmal zugeschärft, wobei dieser Effekt durch die Verdrückung noch verstärkt wird. Die äußere Windung zeigt eine deutliche Nabelkante und eine steile Nabelwand.

Die innere Windung weist eine schwache Skulptur auf, wobei die angedeuteten Rippen an der Umbilikalkante

einzusetzen scheinen. Die äußere Windung besitzt in unregelmäßiger Anordnung einige verstärkte Hauptrippen, die von seichten Einschnürungen begleitet werden. Zwischen diesen Einschnürungen verlaufen weitere Hauptrippen zunächst subradial, biegen zwischen Nabel und Flankenmitte in protrakte Richtung um und bi- bzw. trifurkieren. Dazu tritt noch eine wechselnde Zahl externer Schaltrippen. Alle Rippen erreichen ihre maximale Stärke auf der Externseite, wo sie winkelartig vorbiegen. Im Alter scheint sich die Skulptur abzuschwächen.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Unter allen Puzosiiden zeigt das vorliegende Exemplar die beste Übereinstimmung mit *M. yubarensis*. Von dessen nächstverwandten Arten zeigt *M. indopacifica* (KOSSMAT 1898) im Querschnitt die gleichen abgeflachten Flanken, wodurch sich beide Arten von der Typusart, *M. pacifica*, unterscheiden. Im Gegensatz zu *M. yubarensis* besitzt *M. indopacifica* aber keine Sekundärrippen, die sich erst hoch auf den Flanken einschalten.

Schwieriger als die artliche Zugehörigkeit scheint bei dem hier beschriebenen Stück die generische Zuordnung. Nach MATSUMOTO (1954: 79) unterscheidet sich *Mesopuzosia* von der Gattung *Parapuzosia* NOWAK 1913 insbesondere durch die regelmäßigere und gleichmäßigere Berippung. Nach beiden Kriterien könnte das Brandenberger Exemplar aber auch zur Gattung *Parapuzosia* gestellt werden. Daher erfolgt hier die Zuordnung zu *Mesopuzosia* – im Sinne von MATSUMOTO (1954) – nur mit Vorbehalt.

Verbreitung: *M. yubarensis* ist bisher nur aus Japan beschrieben worden. Das exakte stratigraphische Alter des Exemplars von JIMBO ist unbekannt. Nach MATSUMOTO (1954: 87) weisen spätere Aufsammlungen darauf hin, daß *M. yubarensis* – ebenso wie *M. indopacifica* und *M. pacifica* – vor allem im Turon und Coniac auftritt. "However it must be decided more precisely in future" (op. cit.: 87). Hier wird die Art erstmals aus dem europäischen Santon bekannt gemacht.

? *Mesopuzosia* sp. indet.
(Taf. 2, Fig. 8, Abb. 3)

Material: 1 Exemplar (GPII P. 8171).

Beschreibung: Die puzosiide Innenwindung ist vollständig gekammert.

Abmessungen:	D	Wh		Wb		Wh/Wb	Nw	
GPII P. 8171	42	11.5	(0.28)	8.5	(0.20)	1.44	13	(0.31)

Die Flanken sind von feinen Fadenrippen bedeckt, die periodisch an der Marginalkante anschwellen.

Das Stück läßt sehr schön die puzosiide Lobenlinie erkennen (Abb. 3).



Abb. 3: Externsutur von ?*Mesopuzosia* sp. indet. Exemplar GPII P. 8171 – bei Wh 10 mm, Balkenlänge etwa 5 mm.

Beziehungen: Generische und artliche Zuordnung sind bei der geringen Größe des Steinkerns problematisch. Die feine und dichte Skulptur der Innenwindung läßt am ehesten an Beziehungen zur Gattung *Mesopuzosia* MATSUMOTO 1954 denken.

Gattung *Kitchinites* SPATH 1922

Typusart: *Kitchinites pondicherryanus* (KOSSMAT 1897)

Kitschinites stenomphalus SUMMESBERGER 1979
(Taf. 2, Fig. 5)

1979 *Kitchinites stenomphalus* SUMMESBERGER, 131, Abb. 18, Taf. 7, Fig. 28–29.

Holotyp: *Kitchinites stenomphalus* SUMMESBERGER (S. 131, Abb. 18, Taf. 7, Fig. 28–29).

Diagnose: Flacher scheibenförmiger Kitchinit mit rasch anwachsender Windungshöhe und relativer Abnahme der Nabelweite.

Material: 1 Exemplar (M 47).

Beschreibung: Das schwach verdrückte Exemplar besitzt knapp $1^1/_2$ Windungen, die insgesamt zum Phragmokon gehören. Zum Vergleich werden die Maße des Holotyps (aus SUMMESBERGER 1979: 131) angegeben.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
Holotyp	46	22.6 (0.49)	11.8 (0.26)	1.92	9.2 (0.20)
M 47	25.4	10 (0.39)	>6	–	7.2 (0.28)

Die Windungsbreite kann nur geschätzt werden, der Index Wh/Wb dürfte bei 1.6 liegen. Auf jeden Fall handelt es sich um eine deutlich hochmündige Form, mit nur schwach gewölbten Flanken, gleichmäßig gerundeter schmaler Externseite und steiler Nabelwand.

Die Skulptur besteht aus einem unregelmäßigen Wechsel von längeren Haupt- und kürzeren Sekundärrippen. Die ersteren setzen mit einer schwachen Verdickung an der Umbilikalkante ein, die letzteren werden in unterschiedlicher Höhe auf der tieferen Flanke als Schalt- oder Gabelrippen angelegt. Die Hauptrippen werden teilweise von deutlich ausgeprägten Einschnürungen begleitet, die letzte halbe Windung zeigt in etwas unregelmäßigem Abstand vier solcher Einschnürungen. Haupt- und Sekundärrippen unterscheiden sich nur geringfügig in ihrer Stärke, dagegen nimmt die Rippenstärke insgesamt im Verlauf der Ontogenese deutlich zu. Die Rippen queren die Flanke schwach geschwungen und biegen zur Externseite hin vor. Ihr Verlauf über die Externseite hinweg läßt sich wegen der Erhaltung nicht erkennen, doch scheinen sie sich zumindest abzuschwächen. Von der Lobenlinie sind nur geringfügige Reste erhalten.

Beziehungen: Aufrollung, Querschnitt und unregelmäßige Berippung weisen das Exemplar als Vertreter der Gattung *Kitchinites* aus.

Innerhalb dieser Gattung bestehen die besten Übereinstimmungen mit *K. stenomphalus*, von dem bisher nur der Holotyp bekannt ist. Beide nunmehr vorliegenden Exemplare der Art zeigen deutlich die von SUMMESBERGER (1979) herausgearbeiteten artspezifischen Merkmale, nämlich die rasche Zunahme der Windungshöhe (von 39% auf 49% des Durchmessers) sowie die relative Abnahme der Nabelweite (von 28% auf 20% bezogen auf D).

Die Vergleichswerte des Holotyps der nahe verwandten Art *K. pondicherryanus* lauten nach KOSSMAT (1897: 40):

D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
54	22 (0.41)	13 (0.24)	1.69	17 (0.31)

Sie lassen die langsamere Zunahme der Windungshöhe und die geringere Involution der Typusart erkennen.

Schwieriger als die Artbestimmung ist die subgenerische Zuordnung. Wie bereits SUMMESBERGER (1979: 132f) betont, zeigt *K. stenomphalus* eine Mischung der Merkmale der beiden Untergattungen *K. (Kitchinites)* und *K. (Neopuzosia)* MATSUMOTO 1954. Aus der stratigraphischen Tabelle in SUMMESBERGER (op. cit.: 133) geht hervor, daß es sich bei *K. stenomphalus* eventuell um eine Übergangsform handelt, die von den älteren Neopuzosien zu den jüngeren Kitchiniten s. str. überleitet. Allerdings bedarf dieses Problem noch einer genaueren Überprüfung, weshalb auch hier von einer subgenerischen Zuordnung abgesehen wird.

Verbreitung: *K. stenomphalus* ist bisher nur aus dem Obersanton des Beckens von Gosau (Oberösterreich) beschrieben worden und liegt nun auch aus der Brandenberger Gosau vor.

Unterfamilie Desmoceratinae ZITTEL 1895

Gattung *Damesites* MATSUMOTO 1942

Typusart: *Damesites damesi* (JIMBO 1894)

Damesites cf. *compactus* (VAN HOEPEN 1921)
(Taf. 2, Fig. 6)

Material: 1 Exemplar (GPII P. 8191)

Beschreibung: Das vorliegende Exemplar besteht aus einer schlecht erhaltenen $^1/_4$-Windung, der Durchmesser dürfte 35–40 mm betragen. Offensichtlich handelt es sich um eine involute Form, der Grad der Involution läßt sich allerdings nicht mehr ermitteln. Auch der Querschnitt ist nur sehr grob zu rekonstruieren; er ist verhältnismäßig breit, die Flanken sind ein wenig gewölbt.

Auf der Flanke ist eine schwache Einschnürung zu erkennen, die in weitem Bogen nach vorne verläuft. Die breit gerundete Externseite ist durch einen niedrigen, scharfen Kiel ausgezeichnet.

Von der Lobenlinie ist nichts zu erkennen.

Beziehungen: Die wenigen erkennbaren Merkmale, insbesondere der Kiel, weisen diesen Ammoniten als Vertreter der Gattung *Damesites* aus. Eine exakte artmäßige Zuordnung ist wegen der unvollständigen Erhaltung allerdings nicht möglich und kann nur näherungsweise versucht werden.

Die Typusart der Gattung, *D. damesi*, ist vor allem durch eine feine sichelförmige Streifung ausgezeichnet, die zur Externseite hin rippenartig verstärkt hervortreten kann. Noch stärker sind die Rippen bei *D. semicostatus* (Yabe 1909) betont.

Das Brandenberger Exemplar läßt keinerlei vergleichbare Skulptur erkennen. Die größte Ähnlichkeit besteht zu der Art *D. compactus*, die fast skulpturlos ist und wenige, äußerst schwache Einschnürungen besitzt. *D. compactus* wurde zunächst anhand eines einzigen Exemplars von nur 18,2 mm Durchmesser beschrieben; später hat Collignon (1961) weitere Exemplare bekanntgemacht, deren Durchmesser 42–68 mm beträgt, und deren Proportionen und sonstige Merkmale die Selbständigkeit der Art belegen. Die schlechte Erhaltung des vorliegenden Exemplars erlaubt allerdings keine exakte Zuordnung zu *D. compactus*. Insbesondere ist keine völlig sichere Abgrenzung gegenüber *D. obscurus* (Schlüter 1872) möglich. Diese Art ist sehr nahe mit *D. compactus* verwandt, sie unterscheidet sich allerdings dadurch, daß sie etwas evoluter ist, und bis zu einem Durchmesser von ca. 40 mm einen quadratischeren Querschnitt besitzt.

Verbreitung: *D. compactus* ist bisher nur aus dem Oberen Santon von Pondoland (Südafrika) und Madagaskar bekannt.

Damesites sp.
(Taf. 2, Fig. 7)

Material: 1 Exemplar (GPII P. 8192).

Beschreibung: Das merkmalsarme Exemplar umfaßt eine knappe halbe Windung. Der Durchmesser beträgt ca. 32 mm, die Aufrollung ist deutlich involut. Der Querschnitt, soweit rekonstruierbar, ist hochoval mit deutlich gewölbten Flanken.

Die Skulptur besteht lediglich aus einem scharfen, niedrigen Kiel.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Kiel zeigen die Zugehörigkeit zur Gattung *Damesites*. Das völlige Fehlen von Rippen oder Einschnürungen lassen allerdings eine artliche Bestimmung nicht zu.

Gattung *Desmophyllites* Spath 1929

Typusart: *Desmophyllites larteti* (Seunes 1892)

Desmophyllites cf. *larteti* (Seunes 1892)
(Taf. 4, Fig. 4, Abb. 4)

Material: 1 Exemplar (M 46).

Beschreibung: Bei dem schwach verdrückten Exemplar gehört die letzte halbe Windung zur Wohnkammer. Leider ist der Nabel beschädigt, so daß er zu weit erscheint. Entsprechend lassen sich die Windungshöhe und die Nabelweite nur grob abschätzen.

Die Maße werden verglichen mit den Angaben für das größere der beiden von Seunes (1892: 20) beschriebenen Exemplaren.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
Seunes 1892	96	55 (0.57)	26 (0.27)	2.11	6 (0.06)
M 46	85	41 (0.48)	–	–	10 (0.12)

Mit Sicherheit handelt es sich bei dem Desmophylliten aus Brandenberg um eine sehr hochmündige Form. Die Flanken sind schwach gewölbt, mit der größten Windungsbreite auf der tieferen Flanke. Die Umbilikalkante scheint relativ scharf ausgebildet gewesen zu sein, der Übergang zur schmalen Externseite ist gleichmäßiger gerundet.

Auf dem sehr schlecht erhaltenen Phragmokon sind keine Skulpturmerkmale zu erkennen. Die halbe Windung der Wohnkammer ist durch vier breite seichte Einschnürungen ausgezeichnet. Diese beginnen nahe dem Nabel und queren die Flanke in deutlich sigmoidalem Verlauf, die Externseite wird unter kräftiger Vorbiegung gequert. Zwischen den Einschnürungen sind ganz schwach einzelne ebenfalls geschwungene Rippen angedeutet.

Die Lobenlinie (Abb. 4) zeigt einen asymmetrischen trifiden Laterallobus und ebenfalls asymmetrische Sättel.

Beziehungen: Gestalt und Skulptur weisen das Stück M 46 als Desmophylliten aus. Die exakte artliche Bestimmung ist schwierig, da sich die einzelnen Arten der Gattung *Desmophyllites* nur in Nuancen unterscheiden und zudem eine beträchtliche Variabilität aufweisen.

Von Bedeutung ist vor allem der Querschnitt. Dabei zeichnen sich *D. larteti* und *D. phyllimorphus* (Kossmat 1897) durch einen höheren Wh/Wb-Index gegenüber *D. diphylloides* (Forbes 1846) aus. Eine Ausnahme bildet die Variation *lata*, die von Collignon (1961: 64) trotz des hochmündigen und annähernd rechteckigen Querschnitts zu *D. diphylloides* gestellt wird. Da sich für das Brandenberger Exemplar leider keine exakten Meßwerte angeben lassen, ist ein unmittelbarer Vergleich mit den zahlreichen Werten bei Matsumoto & Obata (1955), Matsumoto (1959) und Collignon (1961) nicht möglich. Höchstwahrscheinlich handelt es sich aber um keine „massige“ Form, wie *D. diphylloides* gelegentlich bezeichnet wird.

Von einer eindeutigen Entscheidung zugunsten von *D. larteti* oder *D. phyllimorphus* muß allerdings abgesehen werden. Die äußerst enge Beziehung der beiden Arten

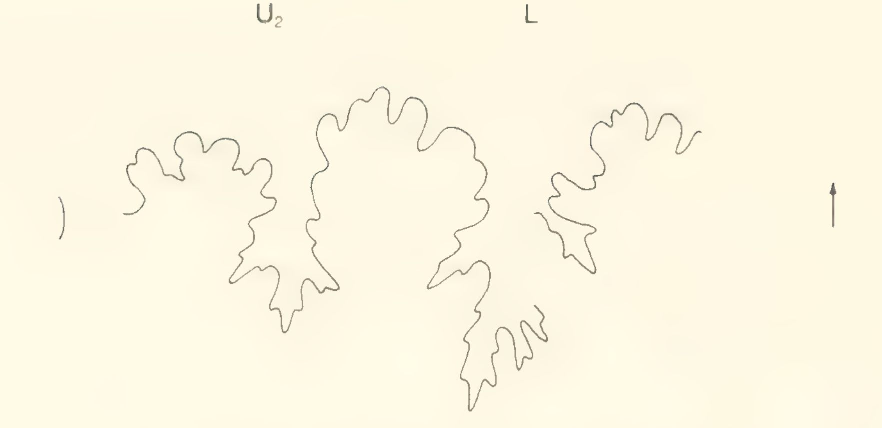


Abb. 4: Externsutur von *Desmophyllites* cf. *larteti* (SEUNES)
Exemplar M 46 – bei Wh 28 mm,
Balkenlänge etwa 5 mm.

wurde von KOSSMAT (1897: 175) betont, der lediglich in der Tiefe und dem Verlauf der Einschnürungen Unterschiede sah. "However the constrictions generally vary in curvature, frequency and strength..." (MATSUMOTO & OBATA 1955: 123), so daß sie kein verläßliches Artmerkmal darstellen dürften. Vermutlich handelt es sich bei *D. larteti* und *D. phyllimorphus* um Synonyma, wie dies bereits von COLLIGNON (1961: 65) angedeutet wurde. In diesem Falle wäre *D. larteti* nach den Nomenklatur-Regeln der gültige Artname.

Verbreitung: *D. larteti* und *D. phyllimorphus* sind bisher aus dem Campan bzw. Untermaastricht Südfrankreichs, Südindiens, Madagaskars und Alaskas bekannt.

Demgegenüber ist *D. diphylloides* vor allem während des Campan im gesamten Indopazifischen Raum weit verbreitet.

Unterfamilie Haudericeratinae MATSUMOTO 1938

Gattung *Hauericeras* DE GROSSOUVRE 1894

1955 *Gardeniceras* MATSUMOTO & OBATA, 134.

Typusart: *Hauericeras pseudogardeni* (SCHLÜTER 1872)

Diskussion: Von MATSUMOTO & OBATA (1955: 134) wurde darauf hingewiesen, daß DE GROSSOUVRE (1894: 219) seine Gattungsdiagnose hauptsächlich auf *Ammonites gardeni* BAILY 1855 stützte, als Typusart aber *Ammonites pseudogardeni* SCHLÜTER 1872 wählte.

Daraus resultiert nach Auffassung der beiden Autoren eine Diskrepanz zwischen der Gattungsdiagnose und den Merkmalen der Typusart, da sich die beiden genannten Arten hinsichtlich Aufrollung, Skulptur und Lobenlinie stark unterscheiden sollen. Auch sollten sie eventuell verschiedenen Ursprungs sein. Konsequenterweise erhoben MATSUMOTO & OBATA deshalb *A. gardeni* zur Typusart einer neuen Untergattung, *H. (Gardeniceras)*, während *A. pseudogardeni* als Typusart der Nominat-Untergattung *H. (Hauericeras)* verblieb.

Obwohl C. W. WRIGHT (1957: L 371) die Gültigkeit der Untergattung *H. (Gardeniceras)* in Zweifel zieht, beharrt MATSUMOTO (1959: 24) darauf, daß die beiden Untergattungen natürliche Gruppen von taxonomischem und stratigraphischem Nutzen wären. Im Gegensatz zu C. W. WRIGHT erkennt COLLIGNON (1961: 21) die Gültigkeit der beiden Untergattungen an. Deren künstlicher Charakter tritt aber deutlich in der Beschreibung seiner neuen Art *Hauericeras pseudoangustum* aus dem unteren Campan von Madagaskar hervor. Diese Art besitzt nämlich die enge Aufrollung von *Hauericeras* s. str. (COLLIGNON 1961: Abb. 18), die Lobenlinie entspricht dagegen nach der Beschreibung (op. cit.: 84) ganz der von *H. (Gardeniceras)*. Aus COLLIGNONS Artenliste (op. cit.: 93) geht ferner hervor, daß ein stratigraphischer Grund zur Aufteilung in zwei Untergattungen nicht gegeben ist.

Die morphologischen und stratigraphischen Argumente für eine Aufspaltung von *Hauericeras* in zwei Untergattungen sind damit – nach heutigem Stand der Kenntnis – nicht haltbar.

Hauericeras gardeni (BAILY 1855)
(Taf. 5, Fig. 1–4; Taf. 6, Fig. 1–4; Abb. 5)

?1873 *Ammonites lagarus* REDTENBACHER, 112, Taf. 25, Fig. 3.
1979 *Hauericeras (Gardeniceras) gardeni* (BAILY). – SUMMESBERGER, 133, Taf. 6, Fig. 27, Abb. 19 (mit Synonymie).

Holotyp: *Ammonites gardeni* BAILY 1855 (S. 456, Taf. 11, Fig. 3).

Diagnose: Hauericerat mit mäßig evoluter Aufrollung und bikonvexen bis sigmoidalen Einschnürungen,

die in unregelmäßigen Abständen auf Phragmokon und Wohnkammer auftreten können.

Material: 9 sichere Exemplare (M 16, M 17, M 53, M 54, GPII P. 8180–8181, GPII P. 8190, BSP 1959 VI 48, BSP 1959 VI 103) sowie ein fragliches Stück (BSP 1959 VI 104).

Beschreibung: Alle Exemplare sind seitlich stark komprimiert, so daß auf Angaben über die Windungsbreite ganz verzichtet wurde. Auch die übrigen Daten können nur relativ grobe Näherungswerte liefern. Drei der Stücke sind zu fragmentarisch erhalten, um auch nur halbwegs brauchbare Werte zu liefern.

Abmessungen:	D	Wh		Wb	Nw	
BSP 1959 VI 48	88	31	(0.35)	–	38	(0.43)
GPII P. 8180	79	27	(0.34)	–	32	(0.40)
M 53	68	22	(0.43)	–	26	(0.38)
GPII P. 8181	62	21	(0.34)	–	25	(0.40)
M 16	60	20	(0.33)	–	24	(0.40)
M 54	59	23	(0.39)	–	27	(0.46)

Das Exemplar M 16 ist bis zu einem Durchmesser von 48 mm gekammert. Die anschließende $^{1}/_{3}$-Windung gehört zur Wohnkammer. Die anderen Exemplare sind – soweit eine Sutur überhaupt erkennbar ist – vollständig gekammert, auch wenn der Durchmesser den von M 16 deutlich übertrifft.

Die Aufrollung ist mäßig evolut, von der vorangehenden Windung wird jeweils etwa ein Drittel umfaßt. Der Windungsquerschnitt ist sicher hochmündig, er scheint auf den äußeren Flanken gut gerundet zu sein (Taf. 5, Fig. 2b, 3b; Taf. 6, Fig. 4).

Eine Berippung ist bei keinem der Exemplare festzustellen. Dagegen sind häufig sichelförmige oder bikonkave Einschnürungen zu erkennen. Die Abstände zwischen ihnen schwanken beträchtlich. Neben den Einschnürungen sind die Exemplare noch durch einen schmalen scharfen Kiel ausgezeichnet.

Von der Lobenlinie zeigt insbesondere das Exemplar M 16 deutlich die Externsutur mit subsymmetrisch trifidem L, trifidem U 2 und breiten asymmetrischen Sätteln (Abb. 5).

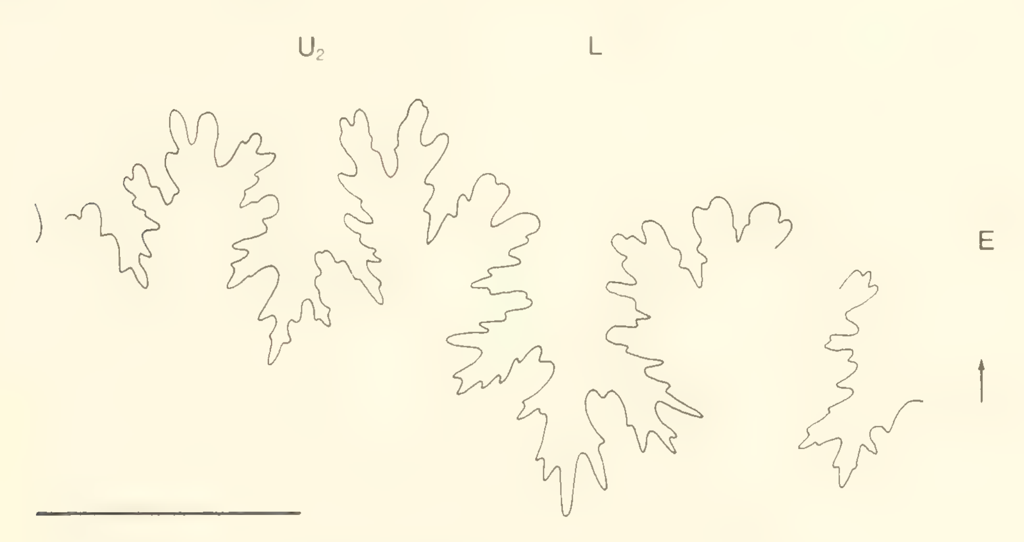


Abb. 5: Externsutur von *Hauericeras gardeni* (BAILY)
Hypotypoid M 16 – bei Wh 17 mm,
Balkenlänge etwa 5 mm.

Beziehungen: Die Brandenberger Haueri'ceraten zeigen in ihren Abmessungen die besten Übereinstimmungen mit Exemplaren von *H. gardeni* aus Madagaskar und Südafrika. Zum Vergleich seien die Abmessungen einiger solcher Formen angegeben.

Abmessungen:	D	Wh		Wb		Nw	
Madagaskar (Collignon 1961: 77 Exemplar 2564)	75	26	(0.35)	16	(0.21)	30	(0.43)
Südafrika (GPIT 1581/2, Taf.6, Fig. 2)	105	38	(0.36)	21	(0.20)	41.5	(0.40)
Südafrika (GPIT 1581/3, Taf. 6, Fig. 3)	140	47	(0.34)	23	(0.16)	59	(0.42)

Gute Übereinstimmung, auch in der Skulptur und der Lobenlinie besteht ferner insbesondere mit dem von SUMMESBERGER (1979) beschriebenem Exemplar von *H. gardeni* aus dem Obersanton von Gosau (Österreich). SUMMESBERGER diskutiert in diesem Zusammenhang auch die Beziehungen der Art. Obgleich er sich nur auf ein einziges Exemplar stützen konnte, fiel ihm die Bedeutung der Einschnürungen auf, die in dieser Form von *H. gardeni* bisher nicht bekannt waren. Die Zuordnung zu dieser Art erfolgte wegen der Ausbildung des Kiels und der Lobenlinie. Seine Schlußfolgerung lautet: ,,Die Aufstellung einer Unterart wäre gerechtfertigt, wird aber, auf Grund des geringen vorliegenden Materials zurückgestellt" (op. cit.: 135).

Das reichlichere Brandenberger Material zeigt, daß bikonvexe und sigmoidale Einschnürungen – zumindest bei Haueri申ceraten aus der Gosau – durchaus weitverbreitet sind. Wenn trotzdem auch hier auf die Errichtung einer neuen Unterart verzichtet wird, so aus der Erkenntnis heraus, daß die An- oder Abwesenheit von Einschnürungen offensichtlich sehr stark von der Erhaltung der Steinkerne abhängt. So zeigt GPII P. 8180 auf der einen Seite keine Spur von Einschnürungen (Taf. 5, Fig. 3), auf der Rückseite sind dagegen in kurzem Abstand mehrere bikonkave Einschnürungen zu erkennen.

Das gleichzeitige Auftreten von Exemplaren mit und ohne Einschnürungen ist auch für Haueriсeraten anderer Gebiete bezeichnend, wie das südafrikanische Vergleichsmaterial (Taf. 6, Fig. 2–3) erkennen läßt. Deshalb erscheint es uns besser, die Haueriсeraten der Gosau in der hier weit gefaßten Art *H. gardeni* zu belassen.

Inwieweit *Ammonites lagarus* REDTENBACHER 1873 hierher gehört, ist ungewiss. Das Exemplar BSP 1959 VI 48 (Taf. 5, Fig. 2) ähnelt zweifellos stark der Abbildung REDTENBACHERS. Da es sich bei dieser aber um eine Rekonstruktion aus zwei Exemplaren handelt, ist ein sicherer Schluß nicht möglich.

Verbreitung: *H. gardeni* ist vor allem im Santon, aber teilweise auch noch im Campan des zirkumpazifischen Raumes weit verbreitet. Aus Europa war bisher nur ein Exemplar aus dem alpinen Raum bekannt, dem hier zahlreiche weitere hinzugefügt werden können.

Familie Kossmaticeratidae SPATH 1922

Unterfamilie Kossmaticeratinae SPATH 1922

Gattung *Kossmaticeras* DE GROSSOUVRE 1901

Untergattung *Kossmaticeras* DE GROSSOUVRE 1901

Typusart: *K. (Kossmaticeras) theobaldianum* (STOLICZKA 1865)

Kossmaticeras (Kossmaticeras) cf. *sparsicostatum* (KOSSMAT 1897)
(Taf. 5, Fig. 5)

Material: 1 Exemplar (GPII P. 8182)

Beschreibung: Das etwas verdrückte Wohnkammerfragment besitzt eine Länge von 62 mm. Der Querschnitt ist oval, die Nabelkante gerundet.

Die Skulptur besteht aus kräftigen Hauptrippen und einer kürzeren Schaltrippe, ferner ist eine breite prorsiradiate Einschnürung zu erkennen. Die Rippen verdicken sich auf der Externseite und biegen winkelartig vor.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Der Querschnitt und die einfache kräftige Berippung weisen auf die Gattung *Kossmaticeras* hin. Die hochovale Mündung und das Fehlen von Umbilikalknoten sprechen für eine Zugehörigkeit zur Nominat-Untergattung.

Die größte Ähnlichkeit besteht hier zu *K. (K.) sparsicostatum* (KOSSMAT), das ebenfalls weit auseinanderstehende Rippen und Einschnürungen besitzt und sich durch das vollständige Fehlen von Umbilikalknoten auszeichnet (KOSSMAT 1897: Taf. 6 [17], Fig. 5). Allerdings sind bei *K. (K.) sparsicostatum* daneben auch Gabelrippen ausgebildet, wie sie auf dem Brandenberger Exemplar nicht zu erkennen sind. Das Fehlen dieses Berippungstyps kann aber auch an der fragmentarischen Erhaltung liegen, weshalb eine sichere artliche Identifizierung nicht möglich ist.

Verbreitung: *K. (K.) sparsicostatum* ist bisher aus dem Coniac von Madagaskar, sowie dem Senon von Südindien bekannt.

Familie Pachydiscidae SPATH 1922

Gattung *Patagiosites* SPATH 1953

Typusart: *Patagiosites patagiosus* (SCHLÜTER 1867)

Patagiosites patagiosus (SCHLÜTER 1867)
(Taf. 5, Fig. 6)

1867 *Ammonites patagiosus* SCHLÜTER, 22, Taf. 4, Fig. 4–5.
1872 *Ammonites patagiosus* SCHLÜTER, 66, Taf. 20, Fig. 7–8.
1953 *Patagiosites patagiosus*, SCHLÜTER. – SPATH, 38.
1964 *Pachydiscus patagiosus* (SCHLÜT.). – GIERS, 267, Taf. 5, Fig. 4, Abb. 6.

Lectotyp: *Ammonites patagiosus* SCHLÜTER 1867 (S. 22, Taf. 4, Fig. 4) durch Festlegung von SPATH (1953: 39).

Diagnose: Kleinwüchsiger Patagiosit mit deutlich involuter Aufrollung und einfachen, meist die Einschnürungen begleitenden Rippen ohne Umbilikalknoten.

Material: 1 Exemplar (M 25).

Beschreibung: Das vorliegende Exemplar zeigt eine Windung und ist schwach verdrückt.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Nw
M 25	20	8 (0.40)	–	3 (0.15)

Die Aufrollung ist deutlich involut, der Querschnitt relativ breit. Für die Windungsbreite läßt sich jedoch kein Maß angeben.

Die vorhandene Windung zeigt in etwas unregelmäßigen Abständen 6 Einschnürungen, die z. T. von wulstigen Rippen begleitet werden. Sie verlaufen ± gerade über die Flanken und die breite Externseite. Zwischen den Einschnürungen lassen sich vereinzelt Andeutungen von rundlichen geraden Rippen erkennen.

Die Lobenlinie ist nicht erkennbar.

Beziehungen: Die kräftigen Einschnürungen verleihen dem Exemplar einen puzosiiden Charakter, der bereits von SPATH (1953: 38f) bei Errichtung der Gattung *Patagiosites* hervorgehoben wurde. Im Gegensatz zu *Puzosia* BAYLE 1878 zeigt *Patagiosites* aber eine stärker involute Aufrollung und einen geraderen Verlauf der Einschnürungen, vor allem auf den Flanken. Außerdem beginnen die Rippen – sofern vorhanden – bereits am Nabel, während bei *Puzosia* häufigere und feinere Rippen erst auf der Flanke einsetzen.

Nach all diesen Kriterien gehört das Brandenberger Exemplar eindeutig zu *Patagiosites*. Innerhalb dieser artenarmen Gattung stimmt es am besten mit der Typusart *P. patagiosus* SCHLÜTER überein. Diese Art unterscheidet sich von *P. amarus* (PAULCKE 1907) ebenso wie von *P. arbucklensis* (ANDERSON 1958) und *P. compressus* (MATSUMOTO 1954) insbesondere durch die schwächere Ausbildung der Skulptur, vor allem durch das Fehlen von Umbilikalknoten. Von *P. alaskensis* JONES 1963 ist die Typusart durch den breiteren Querschnitt und die involutere Aufrollung zu unterscheiden.

Verbreitung: *P. patagiosus* ist bisher nur aus dem Campan von Norddeutschland beschrieben worden und liegt nun auch aus dem alpinen Santon vor.

Patagiosites redtenbacheri n. sp.
(Taf. 5, Fig. 7 (?); Taf. 6, Fig. 5–7; Taf. 7, Fig. 1)

1873 *Ammonites* spec. indet. cfr. *Ammonites Sacya* FORBES. – REDTENBACHER, 125, Taf. 30, Fig. 4.

Holotyp: BSP 1982 I 9

Derivatio nominis: Benannt zu Ehren von ANTON REDTENBACHER, dem wir die erste monographische Bearbeitung der Gosau-Ammoniten verdanken und der bereits die Eigenständigkeit dieser neuen Art erkannte.

Locus typicus: Mühlbach bei Brandenberg/Tirol (Österreich).

Stratum typicum: Unteres Santon der Brandenberger Gosau.

Diagnose: Mittelgroßer Patagiosit mit gaudryceratiden Innenwindungen. Im Alter auf einer Halbwindung etwa 6 unregelmäßige Doppelrippen von sigmoidalem Verlauf, Umgänge dazwischen glatt.

Material: 5 sichere Exemplare (BSP 1982 I 9, M 63–M 65, M 70), sowie 1 fragliche Innenwindung (M 13).

Beschreibungen: Es liegen je zwei verdrückte Innen- und Alterswindungen vor, die die ontogenetische Entwicklung der neuen Art gut erkennen lassen. Von dem Exemplar M 65 lassen sich keine Maße angeben.

Abmessungen:	D	Wh		Wb	Nw	
BSP 1982 I 9 (Holotyp)	68	27	(0.40)	>18	25	(0.37)
M 63	43	14	(0.33)	> 8	20	(0.47)
M 70	42	14	(0.33)	–	19	(0.45)
M 64	38	13	(0.34)	> 5	17	(0.45)
M 13	17	4	(0.24)	–	10	(0.59)

Die gaudryceratiden Innenwindungen (Taf. 6, Fig. 5–7) sind sehr evolut, nur schwach skulptiert und besitzen einen schmalen, hochmündigen Windungsquerschnitt mit flachen Flanken und steiler Nabelwand. Bei einer Windungshöhe von 11 mm treten die ersten, noch schwach entwickelten und konvex geschwungenen Doppelrippen auf; bereits ab einer Windungshöhe von 14 mm lassen sie den typischen sigmoidalen Verlauf erkennen.

Die letzte erhaltene Windung des Holotyps wird vermutlich vollständig von der Wohnkammer eingenommen. Sie nimmt rasch an Windungsbreite, in geringerem Maße auch an Windungshöhe zu (Taf. 7, Fig. 1). Gleichzeitig wird der Querschnitt stärker gerundet, mit maximaler Windungsbreite auf der Flankenmitte. Etwa 6 deutlich sigmoidale Doppelrippen sind in unregelmäßigen Abständen auf dem letzten halben Umgang erkennbar und queren die breit gerundete Externseite mit oradem Sinus. Die Stärke der Rippen nimmt kontinuierlich vom Nabel zur Externseite hin zu. Zwischen den Doppelrippen sind die Umgänge nahezu glatt.

Von der Lobenlinie sind nur wenige Details zu erkennen. Das Exemplar M 17 zeigt aber tiefe trifide Loben und moosartige Sättel.

Beziehungen: Als erster erkannte REDTENBACHER (1873) die Eigenständigkeit der neuen Art. Ihm lag ein schlecht erhaltenes Exemplar mittlerer Größe vor, das er wegen des gaudryceratiden Habitus der Innenwindung zunächst mit *Gaudryceras sacya* (FORBES 1846) verglich. Darüber hinaus wies er aber bereits auf die engen Beziehungen zu *Ammonites patagiosus* SCHLÜTER 1867 (= *Patagiosites patagiosus*) hin.

Die hier neu beschriebenen Ammoniten, die mit dem REDTENBACHERschen Exemplar übereinstimmen, werden zur Gattung *Patagiosites* gestellt. Ausschlaggebend für diese Zuordnung ist die Ausbildung der Lobenlinie, deren tiefe trifide Loben sich deutlich von den für die Gattung *Gaudryceras* DE GROSSOUVRE 1894 typischen kurzen, gedrungenen Loben unterscheiden.

Innerhalb der Gattung *Patagiosites* unterscheidet sich *P. redtenbacheri* n. sp. von der Typusart *P. patagiosus* durch seine Größe, seine evoluteren, skulpturärmeren Innenwindungen und die Dichte der Doppelrippen, ferner durch das Fehlen von ausgeprägten Einschnürungen und sonstiger Skulptur im Alter.

Von den jüngeren Patagiositen der höchsten Kreide läßt sich *P. redtenbacheri* am besten mit *P. alaskensis* JONES 1963 vergleichen. Diese extrem große Form (Durchmesser des Phragmokons bis 279 mm) unterscheidet sich aller-

dings von *P. redtenbacheri* durch die geringere Anzahl von Doppelrippen und das Auftreten von deutlichen Zwischenrippen in mittleren und späten Wachstumsstadien.

Die Unterschiede gegenüber allen bisher bekannten *Patagiosites*-Arten sind damit so deutlich, daß die Aufstellung einer neuen Art gerechtfertigt erscheint.

Verbreitung: *P. redtenbacheri* ist bisher nur aus dem Unteren Santon der Brandenberger Gosau und von Glanegg (Österreich) bekannt.

Gattung *Pseudomenuites* MATSUMOTO 1955

Typusart: *Pseudomenuites ambiguus* (DE GROSSOUVRE 1894)

Pseudomenuites katschthaleri n. sp.
(Taf. 7, Fig. 2–5)

1935 ? *Scaphites* sp. – KATSCHTHALER, 178.
1964 *Scaphites* sp. – FISCHER, 131.

Holotyp: BSP 1981 I 108

Derivatio nominis: Benannt zu Ehren von Dr. HANS KATSCHTHALER †, von dem die erste umfangreiche Aufsammlung von Ammoniten der Brandenberger Gosau stammt.

Locus typicus: Mühlbach bei Brandenberg/Tirol (Österreich).

Stratum typicum: Untersanton der Brandenberger Gosau.

Diagnose: Kleinwüchsiger bituberculater *Pseudomenuites* mit kleinen Umbilikal- und kräftigen Ventralknoten. Rippen auf der Flanke einzeln verlaufend oder nadelöhrartig verschmelzend.

Material: 4 Exemplare (BSP 1981 I 108, BSP 1963 XXX 31, M 28, GPII P. 8183). Bei dem Stück GPII P. 8183 handelt es sich um den von KATSCHTHALER (1935: 178) erwähnten Scaphiten. Das Exemplar BSP 1963 XXX 31 wurde von FISCHER (1964: 131) ebenfalls als Scaphit bestimmt.

Beschreibung: Die vorliegenden Exemplare sind kaum verdrückt, aber nur unvollständig erhalten. Für das Exemplar GPII P. 8183 lassen sich keine Maße angeben.

Abmessungen:	D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
BSP 1981 I 108 (Holotyp)	34	14 (0.41)	10 (0.30)	1.40	10 (0.30)
M 28	26	10 (0.38)	–	–	9 (0.35)
BSP 1963 XXX 31	20	9 (0.45)	–	–	4 (0.20)

Die halbe Windung des Holotyps zeigt keine Sutur, es dürfte sich deshalb ausschließlich um ein Wohnkammerfragment handeln. Dagegen zeigen die Exemplare M 28 und BSP 1963 XXX 31 geringfügige Reste der inneren Windungen, die eng aufgerollt zu sein scheinen (Taf. 7, Fig. 3, 4a). Bei dem Stück BSP 1963 XXX 31 ist ferner andeutungsweise die letzte Lobenlinie erhalten. Der Durchmesser des Phragmokons beträgt in diesem Fall 13 mm, die Wohnkammer umfaßt etwa eine halbe Windung.

Der Querschnitt ist hochmündig, die Nabelwand steil. Die abgeflachten Flanken gehen über abgerundete Externkanten in eine breite flach gewölbte Externseite über.

An der Umbilikalkante entspringen zahlreiche Rippen – einzeln oder zu zweien – an kleinen Umbilikalknoten, die konisch bis radial gelängt entwickelt sind. Die Rippen queren die Flanke mit geradem, konkaven oder sigmoidalem Verlauf. An der Externkante treffen sie auf kräftige Externknoten. Häufig vereinigen sich hier zwei Rippen, die an einem gemeinsamen Umbilikalknoten entsprungen sind, erneut, so daß zwischen ihnen ein Nadelöhr gebildet wird. Über die Externseite hinweg sind die Externknoten durch kräftige, nach vorne gebogene Einzelrippen verbunden. Beim Holotyp verläuft am Ende des Steinkerns eine seichte Einschnürung zwischen zwei Rippen, die keine Externknoten tragen (Taf. 7, Fig. 2a). Eventuell handelt es sich hierbei um einen Mundsaum.

Die Lobenlinie zeigt, soweit vorhanden, keine nennenswerten Details.

Beziehungen: Die relativ enge Aufrollung, der hochmündige, annähernd rechteckige Querschnitt und die Ausbildung der Skulptur weisen die Brandenberger Exemplare als Vertreter der Gattung *Pseudomenuites* aus.

Von der sehr ähnlichen Gattung *Urakawites* MATSUMOTO 1955 unterscheidet sich *Pseudomenuites* hauptsächlich durch den höheren Windungsquerschnitt und die schwächere Berippung. Diese Unterschiede scheinen für eine generische Trennung zu geringfügig zu sein, MATSUMOTO (1955: 168) vermutet jedoch zusätzlich, daß beide Gattungen einen verschiedenen Ursprung besitzen. So möchte er *Urakawites* einerseits aus *Eupachydiscus* SPATH 1922, andererseits auch aus *Eupachydiscus*-ähnlichen Arten von *Anapachydiscus* YABE & SHIMIZU 1926 ableiten. *Pseudomenuites* dagegen soll seinen Ursprung in *Pachydiscus* ZITTEL 1884, und zwar in Vertretern der *neubergicus-gollevillensis*-Gruppe besitzen.

Innerhalb der Gattung *Pseudomenuites* lassen sich die Brandenberger Exemplare an keine der wenigen bekannten Arten anschließen, weshalb sie in einer neuen Art, *P. katschthaleri*, zusammengefaßt werden.

Die größte Ähnlichkeit besitzt *P. katschthaleri* zu *P. ambiguus*. Der Holotyp dieser Art (DE GROSSOUVRE 1894: Taf. 29, Fig. 3) ist ein schlecht erhaltenes Exemplar, das außer sehr schwachen Umbilikal- und kräftigen Externknoten nur wenige Details der Skulptur zeigt. Die Rippen scheinen die Flanken bevorzugt mit geradem Verlauf zu queren, eine Ausbildung von Nadelöhren ist nicht zu erkennen.

Ist der Holotyp von *P. ambiguus* für einen unmittelbaren Vergleich auch nur wenig geeignet, so bezieht DE GROSSOUVRE (1894: 198) doch auch ein Exemplar von *Ammonites auritocostatus* SCHLÜTER (1872: Taf. 22, Fig. 6–7) in seine Art mit ein. Dieser Ammonit aus der nordwestdeutschen Oberkreide zeigt nun allerdings deutlich eine von *P. katschthaleri* abweichende Skulptur. So fehlen Nadelöhrdifferenzierungen vollständig, und die deutlich klavaten Externknoten sind nicht über die Externseite hinweg mit Rippen verbunden. Dagegen queren zwischen ihnen jeweils zwei unbeknotete Einzelrippen die Externseite. Diese Ausbildung beschränkt sich allerdings eventuell auf die Wohnkammer.

Verbreitung: Der Holotyp von *P. ambiguus* ist aus dem mittleren Campan von Frankreich beschrieben worden. Der eventuell mit dieser Art identische *A. auritocostatus* stammt aus den Mukronatenschichten der NW-deutschen Oberkreide (O. Campan – Maastricht).

P. katschthaleri ist bisher nur im Unteren Santon der Brandenberger Gosau gefunden worden.

Gattung *Menuites* SPATH 1922

Typusart: *Menuites menu* (FORBES 1846)

Menuites sturi (REDTENBACHER 1873)
(Taf. 7, Fig. 6–7)

1873 ?*Scaphites sturi* REDTENBACHER, 129, Taf. 30, Fig. 10.
?1894 *Pachydiscus sturi* REDTENBACHER. – DE GROSSOUVRE, 197, Fig. 79.
1922 *Menuites sturi* REDTENBACHER. – SPATH, 123.
1955 *Menuites* aff. *sturi* (REDTENBACHER). – MATSUMOTO, 166, Taf. 32, Fig. 5.

Holotyp: ?*Scaphites sturi* REDTENBACHER 1873 (S. 129, Taf. 30, Fig. 10).

Diagnose: Kleinwüchsiger *Menuites* mit gerundetem Querschnitt. Phragmokon mit seichten Einschnürungen, im Übergangsbereich zur Wohnkammer bituberkulat, Wohnkammer mit tiefen Einschnürungen.

Material: 3 Exemplare (M 23, M 24, M 55).

Beschreibung: Alle Exemplare sind verdrückt, so daß die Maße nur Näherungswerte liefern können. Die letzte halbe Windung des Exemplars M 55 (Taf. 7, Fig. 6) wird von der Wohnkammer eingenommen.

Abmessungen:	D	Wh		Wb		Wh/Wb	Nw	
M 55	30	13	(0.43)	–		–	6	(0.20)
M 24	25	12.8	(0.51)	–		–	6	(0.24)
M 23	25	11	(0.44)	13.5	(0.57)	0.82	5	(0.20)

Die Aufrollung ist deutlich involut, der Querschnitt breit und wohlgerundet, die Windungshöhe nimmt relativ rasch zu.

Von allen Exemplaren zeigt nur M 23 einen größeren Abschnitt des Phragmokons. Trotzdem läßt sich – alle Stücke zusammengenommen – die ontogenetische Entwicklung der Skulptur gut erkennen.

Auf dem Phragmokon werden zunächst seichte Einschnürungen ausgebildet, die etwas prorsiradiat verlaufen. Daran schließt sich ein Abschnitt an, der keine Einschnürungen aufweist, in dem aber einzelne Knoten auftreten. Dabei handelt es sich um den Übergangsbereich vom Phragmokon zur Wohnkammer. Auf der Wohnkammer werden wiederum keine Knoten ausgebildet, dagegen erneut Einschnürungen. Die letzte halbe Windung besitzt 4; sie sind schmal und tief eingeschnitten und queren die Flanken sowie die Externseite in geradem bis leicht nach vorne gezogenem Verlauf. Dabei werden sie stets von einer oder zwei wulstigen Rippen begleitet. Weitere Einzelrippen sind in unregelmäßigem Abstand zwischen den Einschnürungen angedeutet.

Die gelegentlich sichtbare Lobenlinie läßt keine nennenswerten Details erkennen.

Beziehungen: Größe, Aufrollung und der auffallende Wechsel in der Skulptur zeigen die Zugehörigkeit zu *Menuites*, obgleich diese Gattung große Ähnlichkeit zu den Innenwindungen von *Anapachydiscus* YABE & SHIMIZU 1926, sowie zu *Patagiosites* SPATH 1953 besitzt.

Der Größenunterschied zwischen *Menuites* und *Anapachydiscus* könnte eventuell auf einen Geschlechtsdimorphismus hinweisen. Allerdings sprechen die bisherigen Funde nach MATSUMOTO (1955: 155) doch eher für eine generische Trennung.

Von *Patagiosites* unterscheidet sich *Menuites* durch das Vorhandensein eines beknoteten Stadiums während der Ontogenese. Auch scheinen die Einschnürungen auf der Wohnkammer tiefer, die begleitenden Rippen deutlicher ausgeprägt zu sein als bei *Patagiosites*.

Innerhalb der Gattung *Menuites* zeigen die Brandenberger Exemplare die beste Übereinstimmung mit *M. sturi*. Von allen nahe verwandten Arten unterscheidet sich *M. sturi* durch das vollständige Verschwinden der Knoten auf der Wohnkammer. Am nächsten kommt ihm dabei noch *M. pusillus* MATSUMOTO 1955, bei dem die Knoten auf der Wohnkammer zumindest abgeschwächt sind.

Zur Art *M. sturi* wird hier auch eine von MATSUMOTO (1953: 166) als *M.* aff. *sturi* bezeichnete Form von Hokkaido gerechnet. Sie weist denselben Skulpturwechsel auf, nur daß das beknotete Zwischenstadium eine größere Anzahl von Knoten besitzt, was aber wohl innerhalb der Grenzen der intraspezifischen Variabilität liegen dürfte.

Verbreitung: Die stratigraphische Verbreitung von *M. sturi* ist bisher nur ungenau bekannt. Der Holotyp stammt aus dem Gosaubecken der Neuen Welt (Österreich), in dem Schichten vom Coniac bis ins Maastricht anstehen. Die japanischen Vertreter von *M.* aff. *sturi* stammen aus fraglichem Untercampan. Die Brandenberger Exemplare liegen aus dem Unteren Santon vor.

Gattung *Eupachydiscus* SPATH 1922

Typusart: *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER 1873)

Eupachydiscus isculensis (REDTENBACHER 1873)
(Taf. 7, Fig. 8–11; Taf. 8, Fig. 1–4)

1979 *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER). – WIEDMANN in HERM et al., 49, Taf. 8, Fig. A (mit Synonymie).

Holotyp: *Ammonites Isculensis* REDTENBACHER 1873 (S. 122, Taf. 29, Fig. 1).

Diagnose: *Eupachydiscus* mit zahlreichen Nabelknoten, an denen zunächst stets zwei kräftige Rippen entspringen, später meist eine Rippe. Zwischen diesen Hauptrippen dann 1–3 kürzere Schaltrippen.

Material: 18 Exemplare (BSP 1959 VI 45, BSP 1963 XXX 29, BSP 1974 I 339, M 35, M 37–M 40, M 56–59, GPII P. 8162, GPII P. 8184–GPII P. 8188).

Beschreibung: Die Exemplare sind häufig verdrückt und z. T. sehr unvollständig erhalten. Deshalb können nicht von allen Stücken Meßwerte angegeben werden, auch sind die Angaben bezüglich der Windungsbreite sehr unvollständig. Zum Vergleich werden die Maße des Holotyps mit angegeben (nach REDTENBACHER 1873: 123).

Abmessungen:	D		Wh		Wb		Wh/Wb	Nw	
Holotyp	185		80	(0.43)	74	(0.40)	1.08	50	(0.27)
GPII P. 8162	88	(70)	33	(0.37		–	–	23	(0.26)
BSP 1963 XXX 29	85		38	(0.45)	30	(0.35)	1.27	22.5	(0.27)
GPII P. 8184	78	(50)	36	(0.46)	>28		–	20	(0.26)
GPII P. 8185	73	(53)	34	(0.47)	>25		–	19.5	(0.27)
GPII P. 8186	72	(54?)	33	(0.46)	>25		–	20	(0.28)
M 35	72	(52)	29	(0.40)		–	–	20.5	(0.29)
GPII P. 8187	57		21	(0.37)	13	(0.23)	1.62	15	(0.26)
M 37	47		21	(0.45)		–	–	12	(0.25)
M 38	47		21	(0.45)		–	–	13	(0.28)
M 39	47		20.5	(0.43)		–	–	12	(0.25)
M 56	40		18.5	(0.46)		–	–	10	(0.25)
M 57	40		17	(0.43)		–	–	10	(0.25)
GPII P. 8188	37		14	(0.38		–	–	12.5	(0.34)
BSP 1974 I 339	34		14	(0.41	12	(0.34)	1.17	10	(0.29)
M 40	28		12	(0.42		–	–	8.5	(0.30)
BSP 1959 VI 45	23		10	(0.44)	8	(0.35)	1.25	6	(0.26)

Der bereits vorliegenden Beschreibung des Exemplars GPII P. 8162 (WIEDMANN in HERM et al. 1979: 49) ist nur wenig hinzuzufügen, da sich *E. isculensis* im Alter durch nur geringe Varianz seiner Merkmale auszeichnet.

Dagegen zeigt das vorliegende Material aller Altersstufen einen deutlichen ontogenetischen Wandel der Skulptur. In der Jugend bifurkieren die Hauptrippen an einigen wenigen Nabelknoten (Taf. 7, Fig. 8, 9a). Die Zahl dieser Knoten nimmt im Alter zu, allerdings geht dann meist nur noch eine Hauptrippe pro Knoten aus. Zwischen die beknoteten Hauptrippen sind jeweils 1–3 kürzere Nebenrippen eingeschaltet. Alle Rippen queren die schmal gerundete Externseite, wobei sie protrakte „Chevrons" bilden (Taf. 8, Fig. 3b). Ihre Zahl variiert im Alter zwischen 34 und 44 je Umgang.

Beziehungen: In Aufrollung, Querschnitt und Skulpturentwicklung stimmen die Brandenberger Exemplare sehr gut mit dem Holotyp von *E. isculensis* aus den Gosauschichten von Bad Ischl (Salzkammergut, Österreich) überein.

Von der nächstverwandten Art, *E. linderi* (DE GROSSOUVRE 1894), unterscheidet sich *E. isculensis* vor allem durch die weniger dichte Berippung und die größere Anzahl von Schaltrippen, die zudem tiefer auf der Flanke einsetzen.

Verbreitung: *E. isculensis* reicht vom Coniac bis ins untere Campan und ist aus den Alpen, Norddeutschland, Südfrankreich, Madagaskar und Südafrika bekannt. Wie bereits bei WIEDMANN in HERM et al. (1979: 49) angemerkt, handelt es sich bei *E. isculensis* um den häufigsten Ammoniten der Brandenberger Gosau.

Überfamilie Acanthocerataceae DE GROSSOUVRE 1894
Familie Collignoniceratidae WRIGHT & WRIGHT 1951
Unterfamilie Texanitinae COLLIGNON 1948
Gattung *Texanites* SPATH 1932
Typusart: *Texanites texanus* (RÖMER 1852)

Texanites quinquenodosus (REDTENBACHER 1873)
(Taf. 9 Fig. 1)

1979 *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER). – WIEDMANN in HERM et al., 48, Taf. 7, Fig. C–D (mit Synonymie).

1981 *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER, 1873). – KENNEDY, KLINGER & SUMMESBERGER, 126, Abb. 8–16 (mit Synonymie).

Holotyp: *Ammonites quinquenodosus* REDTENBACHER 1873 (S. 108, Taf. 24, Fig. 3).

Diagnose: Großwüchsiger *Texanites* mit abgeflachtem Windungsquerschnitt, dichtstehenden kräftigen Rippen und fünf Reihen, z. T. klavater Knoten.

Material: 2 Exemplare (M 20, GPII P. 8161).

Beschreibung: Beide Exemplare sind verdrückt, so daß die Meßwerte nur Anhaltspunkte geben können.

Abmessungen:	D	Wh		Wb		Wh/Wb	Nw	
M 20	210	65	(0.31)	35	(0.17)	1.86	102	(0.49)
GPII P. 8161	95	26	(0.27)	–		–	47	(0.50)

Das Exemplar GPII P. 8161 ist vollständig gekammert, bei dem Stück M 20 gehört die letzte halbe Windung eventuell zur Wohnkammer.

Die Aufrollung ist evolut, der Querschnitt deutlich hochmündig.

Die Skulptur besteht aus regelmäßig angeordneten beknoteten Einzelrippen und einem Kiel. Das Exemplar GPII P. 8161 besitzt ca. 15 Rippen pro halber Windung. Jeder dieser Rippen sitzen 5 Reihen deutlich klavater Knoten auf. Das größere Stück, M 20, läßt dagegen die Skulptur bis zu einem Durchmesser von 60 mm nur undeutlich erkennen. Die Rippen wirken verwaschen und lediglich Umbilikal- und Lateralknoten sind zu erkennen. Erst ab dieser Größe treten deutlich 5 Knotenreihen hervor. Allerdings sind nur die Knoten der drei externen Reihen klavat ausgebildet. Die Anzahl der Rippen beträgt etwa 20 pro halbe Windung. Als Besonderheit läßt sich eine Gabelrippe erkennen.

Die Lobenlinie ist jeweils nur teilweise und schlecht zu erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Skulptur belegen die Zugehörigkeit der Exemplare zu *T. quinquenodosus*.

Von der nächstverwandten Art, *T. collignoni* KLINGER & KENNEDY 1980, unterscheidet sich *T. quinquenodosus* aber allenfalls in Nuancen der Skulptur. Nach KENNEDY et al. (1981: 131) beruht der Unterschied vor allem auf der Ausbildung der Knoten, die bei *T. quinquenodosus* – zumindest in frühen Wachstumsstadien – klavat sind, während *T. collignoni* runde bzw. spitze Knoten besitzt. Ob dieses Merkmal tatsächlich zur Abgrenzung von Arten ausreicht, wird von den Autoren selbst angezweifelt.

Verbreitung: Die hier beschriebenen Exemplare von *T. quinquenodosus* stammen wie das Typmaterial aus dem Santon der Nördlichen Kalkalpen. Die Art ist ferner im Untersanton von SE-Frankreich und von Hokkaido (Japan) nachgewiesen. Funde aus dem Santon von Angola und dem Obersanton von Madagaskar sind fraglich.

Gattung *Paratexanites* COLLIGNON 1948
Typusart: *Paratexanites zeilleri* (DE GROSSOUVRE 1894)

Paratexanites serratomarginatus (REDTENBACHER 1873)
(Taf. 8, Fig. 6)

1981 *Paratexanites serratomarginatus* (REDTENBACHER, 1873). – KENNEDY, KLINGER & SUMMESBERGER, 117, Abb. 1–7 (mit Synonymie).

Lectotyp: *Ammonites serratomarginatus* REDTENBACHER 1873 (S. 110, Taf. 25, Fig. 2a–b) durch Festlegung von KENNEDY, SUMMESBERGER & KLINGER, 1981: 117.

Diagnose: Relativ wenig evoluter Paratexanit mit z. T. schwach geschwungenen Rippen und vier Reihen nicht sehr kräftig ausgebildeter Knoten.

Material: 1 Exemplar (GPII P. 8189).

Beschreibung: Es liegt lediglich der Abdruck eines 85 mm langen Bruchstückes vor, dessen Aufrollung und Querschnitt sich nicht mehr rekonstruieren läßt.

Lediglich die Skulptur ist gut zu erkennen. Sie besteht aus Einzelrippen, die z. T. leicht geschwungen sind und denen vier Reihen von Knoten aufsitzen: Extern-, Marginal-, Submarginal- und Umbilikalknoten. Der Abstand zwischen den drei letzteren ist größer als zwischen den beiden ersteren. Die Umbilikalknoten sind nur schwach entwickelt. Die Externseite ist durch einen Kiel ausgezeichnet.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Die Unvollständigkeit des Bruchstükkes macht die Identifizierung schwierig. Die Ausbildung der Skulptur mit vermutlich 4 Knotenreihen und Kiel spricht für die Zugehörigkeit zur Gattung *Paratexanites*.

Innerhalb dieser Gattung stimmt das Stück am besten mit der Art *P. serratomarginatus* überein. Von dem naheverwandten *P. umkwelanense* (CRICK 1907) unterscheidet sich *P. serratomarginatus*, abgesehen von der engeren Aufrollung und dem schmäleren Querschnitt, durch seine zwar dichtere, aber dabei schwächer entwickelte Skulptur.

Verbreitung: *P. serratomarginatus* ist bisher aus Österreich, Frankreich, Südafrika und Japan beschrieben worden. Die stratigraphische Reichweite erstreckt sich dabei vom Oberen Coniac bis ins Untere Santon, aus dem auch das vorliegende Stück stammt.

Unterfamilie Lenticeratinae HYATT 1900
Gattung *Eulophoceras* HYATT 1903

Typusart: *Eulophoceras natalense* HYATT 1903

Eulophoceras natalense HYATT 1903
(Taf. 8, Fig. 5)

1903 *Eulophoceras natalense* HYATT, 86, Taf. 11, Fig. 2–6.
1906 *Eulophoceras natalense* HYATT. – WOODS, 337, Taf. 42, Fig. 3.
1921 *Eulophoceras natalense* HYATT. – V. HOEPEN, 30, Taf. 6, Fig. 2–3.
?1921 *Pelecodiscus capensis* V. HOEPEN, 32, Taf. 5, Fig. 11.
1980 *Eulophoceras natalense* HYATT. – SPATH, 242, Abb. 2.
1980 *Eulophoceras natalense* HYATT. – KLINGER & KENNEDY, Tab. 3.

Holotyp: *Eulophoceras natalense* HYATT 1903 (S. 86, Taf. 11, Fig. 2–6).

Diagnose: Extrem flach-scheibenförmiger Eulophocerat mit schwachen Wulstrippen auf der äußersten Flanke der Wohnkammer (?).

Material: 1 Exemplar (BSP 1981 I 109).

Beschreibung: Das mäßig erhaltene Exemplar ist extrem flach scheibenförmig. Der Nabel ist geschlossen.

Abmessungen:	D	Wh		Wb		Wh/Wb
BSP 1981 I 109	77	43	(0.56)	13	(0.17)	3.31

Der Querschnitt ist extrem hochmündig, die maximale Windungsbreite liegt im unteren Drittel der schwach gewölbten Flanken. Die Externseite ist durch einen scharfen Kiel ausgezeichnet.

Im vorderen Teil des Gehäuses (Wohnkammer ?) verlaufen schwache, subradiale bis etwas konvexe Wulstrippen über die äußere Flanke. Die Intervalle sind dabei breiter als die Rippen selbst.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Aufrollung, Querschnitt und Skulptur zeigen deutlich die Zugehörigkeit zur Gattung *Eulophoceras*. Wie jüngst von KLINGER & KENNEDY (1980: 216) betont wurde, zeigen die Eulophoceraten eine große Variabilität, die zu einer ungerechtfertigten Aufsplitterung in zahlreiche ,,Arten" geführt hat. Die notwendige Revision der Gattung steht noch aus.

Das Brandenberger Exemplar läßt sich am besten mit *E. natalense* vergleichen, der sich durch radiale Rippen auf der äußeren Flanke ausgezeichnet. Diese sind insbesondere auf dem von WOODS 1906 abgebildeten Stück zu erkennen. Zwar scheinen dort die Rippen deutlicher radial zu verlaufen als bei dem hier beschriebenen Exemplar, was eine Abtrennung jedoch kaum rechtfertigen dürfte.

Die größte Ähnlichkeit besteht zu *Pelecodiscus capensis* V. HOEPEN 1921, der vermutlich ein jüngeres Synonym von *E. natalense* ist.

Ferner besteht große Ähnlichkeit zu der algerischen Art *E. jullieni* PERVINQUIÈRE 1910 und zu der peruanischen Form *E. berryi* KNECHTEL 1947. Die erstere Art unterscheidet sich von *E. natalense* dadurch, daß die Wulstrippen vor allem auf der inneren Flanke entwickelt sind, und bei *E. berryi* queren die schwach konvexen Rippenwülste die gesamte Flanke. Außerdem ist bei der letzten Art die Windungsbreite größer.

Durch breitere Windungen, sowie eine kräftigere Skulptur, unterscheiden sich auch eine Reihe von Formen aus dem höheren Santon Madagaskars von *E. natalense* (s. HOURCQ 1949: 90ff).

Verbreitung: Die Gattung *Eulophoceras* war bisher auf Afrika und Südamerika beschränkt, wo sie vom höheren Coniac bis ins untere Santon auftritt. Mit dem Brandenberger Exemplar ist *Eulophoceras* erstmals auch in Europa nachgewiesen.

Für den Holotyp von *E. natalense* wurde bisher als Alter Untersanton angenommen, nach neueren Untersuchungen erscheint aber in Südafrika und Madagaskar nunmehr Untercampan als Alter wahrscheinlicher (KLINGER & KENNEDY 1980). Das Brandenberger Exemplar belegt dagegen erneut das Auftreten im Untersanton.

Unterordnung Ancyloceratina WIEDMANN 1966
Überfamilie Turrilitaceae GILL 1871
Familie Turrilitidae GILL 1871
Unterfamilie Nostoceratinae HYATT 1894
Gattung *Neocrioceras* SPATH 1921
Untergattung *Neocrioceras* SPATH 1921

Typusart: *Neocrioceras (Neocrioceras) spinigerum* (JIMBO 1894)

Neocrioceras (Neocrioceras) maderi n. sp.
(Taf. 9, Fig. 2; Taf. 11, Fig. 1–2)

Holotyp: BSP 1981 I 107

Derivatio nominis: Benannt zu Ehren von Herrn ODO MADER aus Rattenberg/Tirol (Österreich), dem die meisten Funde der in dieser Arbeit beschriebenen Ammoniten zu verdanken sind.

Locus typicus: Mühlbach bei Brandenberg/Tirol (Österreich).

Stratum typicum: Unteres Santon der Brandenberger Gosau.

Diagnose: Neocriocerat mit gleichmäßigen dichten Einzelrippen, sowie Ventral- und Ventrolateralknoten, zwischen denen die Berippung unregelmäßig verläuft.

Material: 8 einzelne Exemplare (BSP 1981 I 107, M 3, M 5 – M 9, GPII P. 8166, sowie 2 Platten mit Bruchstükken (M 10, M 11 s. Taf. 9, Fig. 2).

Beschreibung: Von dieser neuen Art liegen leider nur einzelne, meist etwas gekrümmte Bruchstücke vor, so daß die vollständige Gestalt nicht rekonstruiert werden kann. Auch die Maße lassen sich infolge der Verdrückung und unvollständigen Erhaltung meist nicht mehr feststellen. Für den Holotyp gelten folgende Angaben:

Abmessungen:	L	Wh	Wb	Wh/Wb
BSP 1981 I 107	143	38	16.5	2.30
		31	14.5	2.14

Wenn der Wert des Wh/Wb-Index des Holotyps auch infolge der Verdrückung sicher zu groß ist, so läßt sich doch insgesamt aus allen Stücken zusammen ein deutlich hochovaler Querschnitt rekonstruieren, mit abgeflachten subparallelen Flanken und schmaler gerundeter Ventral- und Dorsalseite.

Da die Bruchstücke der Brandenberger Exemplare verschiedene Altersstadien umfassen, läßt sich die ontogenetische Entwicklung der Skulptur gut erkennen. Zunächst liegen feine Rippen vor – ca. 10–14 pro Windungshöhe – die meist einzeln und schwach prorsiradiat über die Flanken verlaufen und die Ventralseite queren. Mitunter treten auch Rippengabelungen auf. In unregelmäßigen Abständen laufen einzelne Rippen in Ventralknoten zusammen. Die Zahl der unbeknoteten Zwischenrippen scheint etwa zwischen 5–10 zu schwanken. Beknotete und unbeknotete Rippen sind gleich stark entwickelt (Taf. 11, Fig. 1a, 2). In einem späteren Stadium liegen nur mehr Einzelrippen vor, etwa 10–20 pro Windungshöhe. Die Zahl der unbeknoteten Zwischenrippen geht auf 1–4, meistens auf 2–3 zurück. Ferner treten – zunächst vermutlich etwas irregulär – Ventrolateralknoten hinzu. Schließlich entsprechen sich Ventrolateral- und Ventralknoten, und die Berippung zwischen den beiden Knotenreihen verläuft irregulär (Taf. 11, Fig. 1a). Ursprünglich saßen den Knoten, zumindest teilweise, lange Dornen auf, ein einzelner davon ist bei dem Exemplar M 7 noch im anhaftenden Nebengestein erhalten.

Von der Lobenlinie ist nichts zu erkennen.

Beziehungen: Die einfache Berippung und das Vorhandensein von 4 Knotenreihen weist die Brandenberger Exemplare als Angehörige der Gattung *Neocrioceras* aus. Ihre sehr heterogenen Vertreter hat Wiedmann (1962: 205) in zwei Untergattungen gegliedert: *N. (Neocrioceras)* und *N. (Schlueterella)* Wiedmann 1962.

Zunächst unterscheiden sich die beiden Untergattungen in der Form der Aufrollung. Da sich diese bei den hier besprochenen Stücken nicht rekonstruieren läßt, verbleiben nur mehr Merkmale der Skulptur für die Zuordnung. Dabei zeigt sich, daß die Brandenberger Exemplare eine vermittelnde Stellung zwischen den Untergattungen einnehmen. Zum einen besitzen sie Rippen, die alle gleich stark sind, was nach der Definition für *N. (Neocrioceras)* charakteristisch ist, während *N. (Schlueterella)* stärkere Haupt- und schwächere Zwischenrippen besitzt. Zum anderen aber entsprechen sich die Ventralknoten, was wiederum für *N. (Schlueterella)* typisch wäre, während diese Knoten bei *N. (Neocioceras)* alternieren.

Die hier beschriebenen Neocrioceraten sind damit ein weiteres Beispiel für die bereits von Wiedmann (op. cit.: 205) betonte außerordentliche Plastizität der Merkmale dieser Gruppe. Sie werden vorläufig wegen ihrer gleichmäßigen Berippung zur Untergattung *N. (Neocrioceras)* gestellt.

Innerhalb dieser Untergattung unterscheidet sich *N. (N.) maderi* n. sp. von der nur sehr unvollkommen bekannten Typusart *N. (N.) spinigerum* mit querovalem Querschnitt, vor allem durch ihren hochovalen Querschnitt. Sodann dürften die Ventrolateralknoten bei *N. (N.) maderi* später einsetzen als bei *N. (N.) spinigerum*.

Verbreitung: *N. (N.) maderi* ist bisher nur aus dem Unteren Santon der Brandenberger Gosau bekannt.

Untergattung *Schlueterella* Wiedmann 1962

Typusart: *Neocrioceras (Schlueterella) pseudoarmatum* (Schlüter 1872)

Neocrioceras (Schlueterella) compressum Klinger 1976
(Taf. 9, Fig. 3; Taf. 10, Fig. 1–4; Taf. 11, Fig. 3)

?1921 *Neocrioceras* cf. *spinigerum*, Jimbo. – Spath, 52, Taf. 7, Fig. 6a–c.
1976 *Neocrioceras (Schlueterella) compressus* Klinger, 74, Taf. 33, Fig. 5, Abb. 8j, 10g.

Holotyp: *Neocrioceras (Schlueterella) compressum* Klinger 1976 (S. 74, Taf. 35, Fig. 5, Abb. 8j, 10g).

Diagnose: Mittelgroßer Neocriocerat mit locker aufgerollter Innenwindung. Zunächst 2–3 unbeknotete Zwischenrippen, später höchstens noch eine. Nadelöhrdifferenzierung zwischen Dorsolateral- und Ventralknoten.

Material: 8 Exemplare (M 1 – M 2, M 60 – M 61, BSP 1959 VI 49, GPII P. 8167 – GPII P. 8169).

Beschreibung: Neben den Bruchstücken verschiedener Altersstadien liegt ein Exemplar (M 60) vor, das – z. T. als Steinkern, z. T. als Abdruck – recht gut die frühe Aufrollung zeigt (Taf. 10, Fig. 1). Die Innenwindungen erweisen sich als locker crioceratitid aufgerollt; ab einem Durchmesser von ca. 80 mm scheint sich die Spirale etwas zu öffnen. Der Querschnitt ist infolge der Verdrückung aller Exemplare schwer zu bestimmen, doch scheint er gut gerundet zu sein, mit einer Windungshöhe, die die Windungsbreite nicht allzu deutlich übertrifft.

Die Skulptur besteht zunächst aus einfachen Rippen, die ziemlich gerade über die Flanken verlaufen und die Externseite queren. Man kann zwischen kräftigeren beknoteten Hauptrippen und schwächeren unbeknoteten Zwischenrippen unterscheiden. Meist ist der Unterschied in der Rippenstärke nur geringfügig, nur mitunter schwellen die Hauptrippen stark an (Taf. 10, Fig. 4). Die Zahl der

Zwischenrippen beträgt zunächst 2–3, sie nimmt im Verlauf der Ontogenese ab, bis die Zwischenrippen fast verschwunden sein können. Außer den Rippen besitzt die Art noch Ventral- und Dorsolateralknoten, die relativ klein und gerundet sind. Die Knoten werden durch die Hauptrippen verbunden, häufig sind dabei auf den Flanken deutliche Nadelöhrdifferenzierungen ausgebildet.

Die Lobenlinie ist bei keinem der Exemplare zu erkennen.

Beziehungen: Wie bereits bei der vorher besprochenen neuen Art, *N. (Neocrioceras) maderi*, gehören auch die hier beschriebenen Exemplare wegen der einfachen Berippung und der Existenz von 4 Knotenreihen zur Gattung *Neocrioceras*. Die Zuordnung zu einer der beiden Untergattungen erscheint wiederum schwierig.

Die Aufrollung ist nämlich in den ersten Windungen durchaus crioceratid, was für eine Zugehörigkeit zu *N. (Neocrioceras)* sprechen würde. Da die innerste Windung des Exemplares M 60 verdrückt ist, ist eine ganz exakte Aussage nicht möglich, die Aufrollung könnte aber sogar so eng sein wie bei *Neocrioceras* cf. *spinigerum* von Pondoland (Spath 1921: Taf. 7, Fig. 6c). Spricht die Aufrollung auch eher zugunsten von *N. (Neocrioceras)*, so ist für die hier getroffene Zuordnung zur Untergattung *N. (Schlueterella)* wiederum die Skulptur ausschlaggebend, bei der sich verschieden starke Haupt- und Zwischenrippen unterscheiden lassen.

Besonders gute Übereinstimmung besteht zur Art *N. (Sch.) compressum*, deren Holotyp in Größe und Ausbildung besonders dem Exemplar M 2 nahekommt.

Die Abgrenzung gegenüber *N. (Sch.) pseudoarmatum* ist schwierig, da die Typusart nur sehr unvollständig bekannt ist. *N. (Sch.) compressum* unterscheidet sich von ihr hauptsächlich durch die etwas dichtere Berippung und die deutlichere Ausbildung der Nadelöhrdifferenzierung.

Ebenfalls sehr nahe verwandt ist *N. (Sch.) crassetuberculatum* Collignon 1966, der sich aber von *N. (Sch.) compressum* durch die sehr stark vergrößerten Dorsolateralknoten unterscheidet.

Verbreitung: *N. (Sch.) compressum* war bisher nur aus dem Untersanton von Südafrika bekannt und wird hier aus der Brandenberger Gosau beschrieben.

Unterfamilie Diplomoceratinae Spath 1926

Gattung *Diplomoceras* Hyatt 1900

Untergattung *Glyptoxoceras* Spath 1925

Typusart: *Diplomoceras (Glyptoxoceras) rugatum* (Forbes 1846)

Diplomoceras (Glyptoxoceras) subcompressum (Forbes 1846)

(Taf. 9, Fig. 4–5; Taf. 10, Fig. 7; Taf. 11, Fig. 4)

1976 *Diplomoceras (Glyptoxoceras) subcompressum* (Forbes). – Klinger, 80, Taf. 34, Fig. 6 (mit Synonymie).

Holotyp: *Hamites subcompressus* Forbes 1846 (S. 116, Taf. 11, Fig. 6).

Diagnose: Glyptoxocerat mit hochovalem Querschnitt, einfacher Berippung und gelegentlichen Einschnürungen.

Material: 8 Exemplare (BSP 1959 VI 50, M 13 – M 15, GPII P. 8165, GPIT 1581/1, GPIT 1581/4, GPIT 1581/5).

Beschreibung: Das Exemplar M 15 ist lediglich als Abdruck erhalten, bei sämtlichen anderen Exemplaren handelt es sich um schwach gekrümmte Bruchstücke bis max. 75 mm Länge. Trotz der Verdrückung läßt sich der Querschnitt noch als hochoval bestimmen.

Die Skulptur besteht aus einfachen Rippen, die gerade bis leicht gekrümmt über die Flanken verlaufen und die Externseite queren. Gelegentlich treten auf der Flanke Rippengabelungen auf (Taf. 9, Fig. 4a, 5). Die Rippendichte ist sehr verschieden. Sie schwankt zwischen ca. 10 Rippen/Windungshöhe bei den Exemplaren M 13 und GPIT 1581/1 und etwa 14–16 Rippen/Windungshöhe bei den Stücken M 14 und M 15. Die Exemplare M 13 und GPII P. 8165 lassen ferner gelegentlich seichte Einschnürungen erkennen (Taf. 9, Fig. 4a, 5).

Die Lobenlinie läßt, sofern erhalten, keine näheren Details erkennen.

Beziehungen: Die schwache Gehäusekrümmung und die einfachen unbeknoteten Rippen zeigen die Zugehörigkeit zur Untergattung *D. (Glyptoxoceras)* an.

Innerhalb dieser Untergattung bestehen die besten Übereinstimmungen mit *D. (G.) subcompressum*, der sich von der nächstverwandten Art, *D. (G.) indicum* (Forbes 1846), durch den hochovalen Querschnitt unterscheidet. Typisch für *D. (G.) subcompressum* s. str. sind besonders die gröber berippten Exemplare von Brandenberg, während die feiner berippten zur Unterart *coarctum* Collignon 1969 (S. 41, Taf. 529, Fig. 2084–2085) gestellt werden könnten. Doch scheint die Dichte der Berippung bei den Glyptoxoceraten von so geringem taxonomischen Wert zu sein, daß hier von einer Trennung selbst auf Unterart-Ebene abgesehen wird.

Verbreitung: *D. (G.) subcompressum* ist eine sehr weitverbreitete Art, die aus Spanien, Madagaskar, Südafrika, Indien, Australien, Nordamerika und nun auch aus den Nördlichen Kalkalpen bekannt ist. Ihre stratigraphische Verbreitung reicht vom Unteren Santon bis ins Untere Maastricht.

Diplomoceras (Glyptoxoceras) indicum (Forbes 1846)

(Taf. 10, Fig. 5–6)

1964 *Pachydiscus* sp. – Fischer, 131.

1976 *Diplomoceras (Glyptoxoceras) indicum* (Forbes). – Klinger, 79, Taf. 39, Fig. 3, 5 (mit Synonymie).

Lectotyp: *Hamites (Anisoceras) indicus* Forbes in Kossmat 1895 (S. 145, Taf. 19, Fig. 4) durch Zuordnung von Matsumoto (1959: 167).

Diagnose: Glyptoxocerat mit fast rundem Querschnitt. Aufrollung mit Anfanghelix und folgendem crioceratitidem Teil.

Material: 3 Exemplare (BSP 1963 XXX 30, M 12).

Beschreibung: Das am besten erhaltene Exemplar, M 12, besteht teilweise aus einem Steinkern, teilweise aus einem Abdruck. Beides zusammen umfaßt ungefähr einen halbkreisförmigen Bogen von ca. 50 mm Durchmesser. Der verdrückte Windungsquerschnitt dürfte ursprünglich gut gerundet gewesen sein.

Die Skulptur besteht aus scharf hervortretenden, leicht prorsiradiaten Rippen, von denen etwa 7–8 pro Windungshöhe vorhanden sind. Ferner treten gelegentlich seichte Einschnürungen auf.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Berippung entsprechen sehr gut der Art *D. (G.) indicum*, die sich von dem nahverwandten *D. (G.) subcompressum* (FORBES 1846) durch ihren runden Querschnitt und die schärfer hervortretenden Rippen unterscheidet.

Verbreitung: *D. (G.) indicum* ist aus Zululand (Südafrika), Indien, Australien und Kalifornien (Nordamerika) beschrieben worden. Die Art reicht vom Santon bis eventuell ins Maastricht. Sie wird hier nun auch aus dem Unteren Santon der Brandenberger Gosau beschrieben.

Familie Baculitidae GILL 1871

Gattung *Baculites* LAMARCK 1799

1926 *Euhomaloceras* SPATH, 80.

Typusart: *Baculites vertebralis* DEFRANCE 1830

Baculites incurvatus DUJARDIN 1837
(Taf. 11, Fig. 5–7)

1837 *Baculites incurvatus* DUJARDIN, 232, Taf. 17, Fig. 13a–d.
1842 *Baculites incurvatus* DUJARDIN. – D'ORBIGNY, 564, Taf. 139, Fig. 8–10.
1843 *Baculites incurvatus* DUJARDIN. – H. B. GEINITZ, 9, Taf. 1, Fig. 5.
1872 *Baculites incurvatus* DUJ. – FRITSCH & SCHLOENBACH, 51, Taf. 13, Fig. 21.
1876 *Baculites incurvatus* DUJ. – SCHLÜTER, 142, Taf. 39, Fig. 6–7; Taf. 40, Fig. 3.
1887 *Baculites incurvatus* DUJ. – HOLZAPFEL, 64, Taf. 4, Fig. 5–6; Taf. 5, Fig. 10 (?).
1897 *Baculites incurvatus* DUJ. – FRITSCH, 40, Fig. 23.
?1901 *Baculites incurvatus* DUJ. – STURM, 62, Taf. 4, Fig. 1.
1906 *Baculites incurvatus* DUJARDIN. – MÜLLER & WOLLEMANN, 4, Taf. 2, Fig. 2–5.
1913 *Baculites incurvatus* DUJ. – SCUPIN, 102, Taf. 3, Fig. 1–8.
1926 *Euhomaloceras incurvatus* (DUJARDIN). – SPATH, 80.
1957 *Euhomaloceras incurvatus* (DUJARDIN 1837). – C. W. WRIGHT, L218, Fig. 245.3.

Typus: *Baculites incurvatus* DUJARDIN 1837 (S. 232, Taf. 17, Fig. 13a–d).

Von DUJARDIN wurde keines der von ihm abgebildeten Exemplare als Holotyp gekennzeichnet. Es würde sich anbieten, das vollständigste Stück (Taf. 17, Fig. 13a) als Lectotyp vorzuschlagen, doch handelt es sich offenbar um ein zusammengesetztes Exemplar, so daß zuerst das Originalmaterial revidiert werden müßte.

Diagnose: *Baculites* mit ovalem Querschnitt, Ventralseite zugespitzt. Dorsoventrale Knoten konisch bis etwas gelängt. Mehr oder weniger deutliche Längsfurchen ventral der Knoten.

Material: 3 Exemplare (M 18, M 19, M 62).

Beschreibung: Bei allen Exemplaren handelt es sich um Bruchstücke. Sie besitzen eine Länge von 143 mm (M 19), 85 mm (M 62), und 35 mm (M 18). Während M 18 lediglich ein Bruchstück des Phragmokons ist, gehört eventuell ein Teil von M 62, sicher aber der größte Teil von M 19 zur Wohnkammer.

Trotz der leichten Verdrückung ist bei allen Exemplaren deutlich der hochovale Querschnitt mit zugespitztem Venter und breiter Dorsalseite zu erkennen.

Die Skulptur besteht aus konischen bis etwas gelängten Knoten, die in unregelmäßigem Abstand hoch auf den Flanken, nahe der Dorsalseite sitzen. Pro Einheit der Windungshöhe treten mindestens zwei Knoten auf. Gelegentlich läßt sich eine feine Streifung auf den Flanken erkennen.

Ventral der Knoten ist der Querschnitt leicht eingedrückt, so daß das Bild einer seichten Längsfurche entsteht. Bei dem Exemplar M 19 ist noch ein Teil des Mundsaumes vorhanden (Taf. 11, Fig. 7).

Von der Lobenlinie sind nur geringe Reste zu erkennen.

Beziehungen: Querschnitt und Skulptur der Brandenberger Exemplare stimmen sehr gut mit *B. incurvatus* überein.

Diese Art wurde von SPATH (1926: 80) als Typusart einer neuen, monotypischen Gattung – *Euhomaloceras* SPATH 1926 – festgelegt. SPATH bezog sich dabei nicht auf die Originalarbeit von DUJARDIN 1837, sondern auf die Abbildungen von D'ORBIGNY 1842. Die Darstellungen beider Autoren zeigen eine leicht gekrümmte Wohnkammer, die für die Art charakteristisch sein soll.

Dieses Merkmal veranlaßte MEEK (1876: 392), die Gattung *Baculites* in zwei Gruppen, a und b, aufzuteilen, wobei die Gruppe b für Arten bestimmt war, die sich durch einen geraden Phragmokon und eine gekrümmte Wohnkammer auszeichnen. Allerdings vermutete MEEK gleichzeitig, daß die Krümmung bei *B. incurvatus* auch zufälliger Natur sein könnte, was ihn vermutlich dazu bewog, von der Errichtung einer neuen Gattung abzusehen.

Obwohl im Anschluß an D'ORBIGNY keine weiteren gekrümmten Exemplare der Art mehr erwähnt oder gar abgebildet wurden, griff SPATH den Gedanken MEEKS auf und errichtete seine Gattung *Euhomaloceras*. Sie wurde von C. W. WRIGHT (1957: L218) in den „Treatise" übernommen und als Gattung definiert, deren Wohnkammer leicht

gekrümmt ist und die sich durch deutlich gerundete Siphonal- und Lateralknoten auszeichnet. Tatsächlich aber gibt es keine Hinweise auf die Existenz von Siphonalknoten, und wir vermuten, daß C. W. WRIGHT durch die Abbildung des stark eingeschnürten Venters irregeführt wurde.

Somit verbleibt lediglich die Krümmung der Wohnkammer als Gattungsmerkmal für *Euhomaloceras*. Aber dieses Merkmal – sein zufälliger Charakter wurde außer von MEEK auch bereits von D'ORBIGNY (1842: 685) vermutet – genügt allein sicher nicht für die Abtrennung einer eigenen Gattung.

So beschreibt MATSUMOTO (1959: 125, 139), daß eine Krümmung gelegentlich (nicht immer!) bei *B. capensis* WOODS 1906 und *B. rex* ANDERSON 1958 auftreten kann. Auch bei der naheverwandten Gattung *Eubaculites* SPATH 1926 gibt es Arten wie *E. vagina* (FORBES 1846) (vgl. KLINGER 1976: 88) und *E. ootacodensis* (STOLICZKA 1865) (vgl. MATSUMOTO 1959: Taf. 44, Fig. 1–3) bei denen die Wohnkammer gekrümmt sein kann. Zu Recht wurde in keinem dieser Fälle die Krümmung als Kriterium für eine neue Gattung herangezogen. In Übereinstimmung damit wird hier die „Gattung" *Euhomaloceras* als jüngeres Synonym von *Baculites* verstanden.

Innerhalb der Gattung *Baculites* besitzt *B. incurvatus* die engsten Beziehungen zu *B. capensis*. Diese Art unterscheidet sich von *B. incurvatus* allerdings im Querschnitt durch die breit abgerundete Ventralseite. Zudem sind die Knoten beim Typmaterial in die Länge gezogen (WOODS 1906: Taf. 44, Fig. 6a, 7a); allerdings ist dieses Merkmal nicht immer deutlich ausgebildet (vgl. MATSUMOTO 1959: Taf. 44, Fig. 1–3; Taf. 45, Fig. 1–4).

Verbreitung: *B. incurvatus* ist bisher nur aus der Oberkreide Europas bekannt. Die stratigraphische Verbreitung kann bisher nicht genauer als „Senon" angegeben werden. Die Brandenberger Exemplare bestätigen zumindest ein Santon-Alter.

Baculites fuchsi REDTENBACHER 1873
(Taf. 11, Fig. 8)

1873 *Baculites Fuchsi* REDTENBACHER, 134, Taf. 30, Fig. 15.
? *Baculites Faujassi* LAM. – REDTENBACHER, 132, Taf. 30, Fig. 13.
1979 *Baculites fuchsi* REDTENBACHER. – SUMMESBERGER, 113, Taf. 1, Fig. 2–4, Abb. 2–3.
? *Baculites* cf. *fuchsi* REDTENBACHER. – SUMMESBERGER, 115, Taf. 1, Fig. 5–7, Abb. 4.
? *Baculites* sp. – SUMMESBERGER, 116, Taf. 1, Fig. 8–9, Abb. 5.

Holotyp: *Baculites Fuchsi* REDTENBACHER 1873 (S. 134, Taf. 30, Fig. 15).

Diagnose: *Baculites* mit ovalem Querschnitt. Ventralseite schmäler als Dorsalseite. Skulptur nur aus feinen Schalenstreifen bestehend.

Material: 1 Exemplar (GPII P. 8170).

Beschreibung: Die Maße des leicht verdrückten Brandenberger Exemplars können mit denen des Holotyps von *B. fuchsi* (aus: REDTENBACHER 1873: 134) verglichen werden.

Abmessungen:	L	Wh	Wb	Wh/Wb
Holotyp	65	17	9	1.89
GPII P. 8170	59	19	12	1.58

Wenn auch der Wh/Wb-Index infolge der Verdrückung nur als Anhaltspunkt dienen kann, so liegt doch in jedem Fall ein deutlich hochovaler Querschnitt vor.

Die Skulptur besteht ausschließlich aus einer feinen, stark protrakten Schalenstreifung.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Das Brandenberger Exemplar zeigt sowohl im Querschnitt als auch vor allem in der Skulptur eine gute Übereinstimmung mit *B. fuchsi*. Allerdings ist *B. fuchsi* insgesamt eine nur wenig bekannte Art, von der bis vor kurzem nur der Holotyp bekannt war. Dieser liegt zudem in Schalenerhaltung vor, was für die Erhaltung der feinen Skulptur von entscheidender Bedeutung ist. Deshalb ist es durchaus möglich, daß auch eine ganze Reihe von Steinkernen – die keine unmittelbare vergleichbare Skulptur aufweisen – ebenfalls zu dieser Art gehören (s. Synonymieliste).

Eine genaue Abgrenzung gegenüber anderen unbeknoteten Baculiten ist wegen des geringen Materials bisher nicht möglich. Besonders enge Beziehungen bestehen aber sicher zu *B. bailyi* WOODS 1906, dessen Holotyp (= *Baculites sulcatus* BAILY 1855: 457, Taf. 11, Fig. 5a–b, non 5c) eine Skulptur besitzt, die der von *B. fuchsi* entspricht; aber der Querschnitt von *B. bailyi* ist stärker gerundet.

Verbreitung: *B. fuchsi* ist bisher nur aus dem Santon der Gosau bekannt.

ZUSAMMENFASSUNG

Die hier erstmals umfassend beschriebene Cephalopodenfauna des Unteren Santons der Gosau von Brandenberg/Tirol vermittelt eine wesentliche Erweiterung unserer bisherigen Kenntnisse und läßt einige weiterreichende Rückschlüsse zu.

Im einzelnen sind davon vier Bereiche betroffen, zu denen abschließend kurz Stellung genommen werden soll.

1. Stratigraphie

Die bisherige „Mittlere Gosau" hat sich als älter als die „Untere Gosau" erwiesen. Die nunmehr veralteten Vorstellungen beruhten auf Fehlinterpretationen der Rudistenfauna durch O. KÜHN (1947).

Demgegenüber haben neuere Bearbeitungen (WIEDMANN 1978, 1979 in HERM et al., SUMMESBERGER 1979, diese Arbeit) gezeigt, daß mit Hilfe von Ammoniten eine moderne und verläßliche biostratigraphische Gliederung der Gosau-Schichten möglich ist.

2. Systematik

Die Untersuchungen haben eine wesentliche Bereicherung unserer Kenntnis der alpinen Gosau-Ammoniten gebracht. 3 neue Arten konnten beschrieben werden, weitere 12 Arten wurden erstmals aus der Gosau bekanntgemacht, 6 davon sind neu für Europa.

3. Paläogeographie

Die noch bis in die jüngste Zeit hinein immer wieder vertretene Ansicht von der Existenz kleiner isolierter Gosaubecken ist nicht mehr vertretbar (vgl. auch WIEDMANN 1978, 1979 in HERM et al., SUMMESBERGER 1979).

Die Kenntnis umfangreicherer Faunen läßt die Vorstellung von Endemismen immer deutlicher zurücktreten und betont den Zusammenhang mit kosmopolitischen offen-marinen Faunen. Tabelle 1 belegt die weltweiten paläogeographischen Zusammenhänge der Brandenberger Gosau, wobei insbesondere die engen Beziehungen zum Untersanton Südafrikas auffallen.

	EUROPA	MADAGASCAR	S.AFRIKA	INDIEN	JAPAN	N.AMERIKA	AUSTRALIEN
Cymatoceras sharpei	+						
Phylloceras (Hypophylloceras) velledaeforme	+						
Pseudophyllites latus*	+	+	+				
Parapuzosia daubréei	+						
Parapuzosia corbarica	+						
? Mesopuzosia yubarensis*	+				+		
Kitchinites stenomphalus	+						
Hauericeras gardeni	+	+	+	+	+	+	
Patagiosites patagiosus	+						
Patagiosites redtenbacheri n.sp.*	+						
Pseudomenuites katschthaleri n.sp.*	+						
Menuites sturi	+				+		
Eupachydiscus isculensis	+	+	+				
Texanites quinquenodosus	+	+?			+		
Paratexanites serratomarginatus	+		+		+		
Eulophoceras natalense*	+	+	+				
Neocrioceras (Neocrioceras) maderi n.sp.*	+						
Neocrioceras (Schlueterella) compressum*	+		+				
Diplomoceras (Glyptoxoceras) subcompressum	+	+	+	+		+	+
Diplomoceras (Glyptoxoceras) indicum*	+		+	+		+	+
Baculites incurvatus	+						
Baculites fuchsi	+						

Tab. 1: Paläogeographische Verbreitung der Cephalopoden des Unteren Santons der Brandenberger Gosau. Die gekennzeichneten Arten (×) sind erstmals für Europa nachgewiesen.

Es ist ermutigend zu sehen, wie sehr durch gründliche Aufsammlungen und Bearbeitung von Einzelfaunen noch heute unser paläogeographisches „Weltbild" verändert werden kann (vgl. auch WIEDMANN & SCHNEIDER 1979). Dabei ist die Mitwirkung von Privatsammlern eine zunehmend wertvolle Hilfe.

4. Palökologie

Die rasche Einbettung der Ammoniten, verbunden mit früher Schalenlösung führte oft zur Deformation der noch nicht verfestigten Wohnkammerfüllungen durch reinen Sackungsdruck. Die rasche Einbettung wird auch deutlich gemacht durch das häufige Fehlen von Sediment im Phragmokon, der dann hohl blieb oder nur schwach pyritisiert und später eingedrückt wurde. Dieser Vorgang erklärt, warum nur wenige Lobenlinien erhalten geblieben sind.

Die Gesamtfauna (Ammoniten, Nautiliden, Inoceramen und planktonische Foraminiferen) ist pelagisch und läßt sich dem offen-marinen Außenschelf zuordnen.

Interessant ist das Problem des Größenwuchses. Unter den Ammoniten – wie auch unter den Inoceramen – sind ausgesprochen großwüchsige Exemplare vorhanden. Bemerkenswert ist das ± synchrone Auftreten mit den Riesenammoniten der westfälischen Kreide, was auf einen überregionalen Event schließen läßt. Man könnte etwa an den Zustrom arktischen nährstoffreichen Kaltwassers denken, der im Zusammenhang mit der Öffnung des Nordatlantiks zum arktischen Ozean stehen könnte.

Die Endgröße der Ammoniten zeigt allerdings sehr unterschiedliche Ausmaße. Neben zahlreichen Adultformen sind auch juvenile Formen als Hinweis auf erhöhte Mortalität vertreten. Eine befriedigende Erklärung dieses Phänomens ist im Augenblick nicht möglich und bedarf noch weiterer Überlegungen.

LITERATURVERZEICHNIS

AMPFERER, O. (1921): Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseetales in Tirol. – Jb. geol. Staatsanst. Wien, **71**, 149–158, 5 Abb., Wien.

— — & OHNESORGE, T. (1910): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. – Jb. geol. R.-A. Wien, **59**, 289–332, 27 Abb., Wien.

BAILY, H. (1855): Description of some Cretaceous Fossils from South Africa; collected by Capt. Garden, of the 45th Regiment. – Quart. J. Geol. Soc. London, **11**, 454–465, Taf. 11–13, London.

BIRKELUND, T. (1965): Ammonites from the Upper Cretaceous of West Greenland. – Medd. om Grønl., **179**, 192 S., 125 Abb., 3 Tab., 49 Taf., Kopenhagen.

BRINKMANN, R. (1935): Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **15**, 1–14, Hamburg.

COLLIGNON, M. (1961): Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). VII. Les Desmoceratidae. – Ann. géol. Madagascar, **31**, 115 S., 18 Abb., 32 Taf., Tananarive.

DUJARDIN, F. (1837): Mémoire sur les couches du sol en Touraine et description des coquilles de la craie et des faunes. – Mém. Soc. géol. France, (1), **2**, 211–311, Taf. 15–21, Paris.

FISCHER, P. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. – Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **4**, 127–144, 2 Abb., München.

FORBES, E. (1846): Report on the Fossil Invertebrata from Southern India, collected by Mr. KAYE and Mr. CUNLIFFE. – Trans. Geol. Soc. London, (2), **7**, 97–174, Taf. 7–19, London.

FRITSCH, A. (1897): Die Chlomeker Schichten. – Arch. naturwiss. Landesforsch. Böhmen, **10**/4, Geol. Abt., 84 S., 125 Abb., Prag.

— — & SCHLOENBACH, U. (1872): Cephalopoden der böhmischen Kreideformation. – 52 S., 16 Taf., Prag (Eigenverlag).

FUCHS, A. (1944): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen. II. (Kalkalpen Achensee – Kaisergebirge). – N. Jb. Min. Geol. Paläont. B, **88**, 337–373, 29 Abb., Taf. 31–33, Stuttgart.

GEINITZ, H. B. (1843): Die Versteinerungen von Kieslingswalda im Glatzischen, und Nachtrag zur Charakteristik des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. – 19 S., 6 Taf., Leipzig.

GERTH, H. (1961): Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten der Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **112**, 119–142, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 24, Stuttgart.

GIERS, R. (1964): Die Großfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **7**, 213–294, 10 Abb., 3 Tab., 8 Taf., Krefeld.

GROSSOUVRE, A. de (1894): Recherches sur la craie supérieur. II. Paléontologie. Les ammonites de la craie supérieur. – Mém. Carte géol. France, 264 S., 89 Abb., 39 Taf., Paris.

HENDERSON, R. A. (1970): Ammonoidea from the Mata Series (Santonian – Maastrichtian) of New Zealand. – Palaeontology spec. Pap., **6**, 82 S., 13 Abb., 15 Taf., London.

HERM, D. (1962): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., N. F., **104**, 119 S., 9 Abb., 11 Taf., München.

— — (1974): Sedimentationszyklen und Extrembiotope in der Mittleren Gosau (Campan) im Becken von Brandenberg/Tirol. – Nachr. dt. geol. Ges., **9**, 141–143, 1 Abb., Hannover.

— — (1977): Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenberg/Tirol. – Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17**, 257–277, 5 Abb., München.

— — (1979): Die süddeutsche Kreide – Ein Überblick. – In: Wiedmann, J. (Hsg.): Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6**, 85–106, 2 Abb., Stuttgart.

— — , KAUFFMAN, E. & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian – Santonian), Brandenberg/Tirol, Austria. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **19**, 27–92, 11 Abb., 1 Tab., Taf. 5–11, München.

HOEPEN, E. C. N. van (1921): Cretaceous Cephalopoda from Pondoland. – Ann. Transvaal Mus., **8**, 1–48, 22 Abb., Taf. 1–11, Cambridge.

HOLZAPFEL, E. (1887–1888): Die Mollusken der Aachener Kreide. – Palaeontographica, **34**, 29–180, Taf. 4–21, Stuttgart.

HOURCQ, V. (1949): Sur quelques ammonites du Sénonien. – Ann. Paléontol., **35**, 87–117, 24 Abb., 3 Taf., Paris.

HYATT, A. (1903): Pseudoceratites of the Cretaceous. – U.S. Geol. Surv. Monogr., **44**, 351 S., 1 Tab., 47 Taf., Washington.

JIMBO, K. (1894): Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. – Palaeont. Abh., **6**, 147–194, 1 Abb., Taf. 17–25, Jena.

KATSCHTHALER, H. (1935): Die Gosau von Brandenberg in Tirol (Vorbericht). – Verh. geol. B.-A. **1935/11**, 172–182, Wien.

KENNEDY, W. J. & KLINGER, H. C. (1977): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite family Tetragonitidae HYATT, 1900. – Ann. S. Afr. Mus., **73**, 149–197, 27 Abb., Kapstadt.

— — (1979): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite family Gaudryceratidae. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol. ser., **31**, 121–174, 5 Abb., 14 Taf., London.

— — & SUMMESBERGER, H. (1981): Cretacous faunas from Zululand and Natal, South Africa. Additional observations on the Ammonite subfamily Texanitinae COLLIGNON, 1948. – Ann. S. Afr. Mus., **86**, 115–155, 27 Abb., Kapstadt.

KENNEDY, W. J. & SUMMESBERGER, H. (1979): A revision of *Ammonites mitis* HAUER and *Ammonites glaneggensis* REDTENBACHER from the Gosau Beds (Upper Cretaceous) of Austria. – Beitr. Paläont. Österr., **6**, 71–87, 1 Abb., 4 Taf., Wien.

KLINGER, H. C. (1976): Cretaceous heteromorph ammonites from Zululand. – Dep. Min. Geol. Surv. Mem., **69**, 142 S., 13 Abb., 17 map-sect., 43 Taf., Pretoria.

— — & KENNEDY, W. J. (1980): The Umzamba formation at its type section Umzamba estuary (Pondoland, Transkei), the ammonite content and palaeogeographical distribution. – Ann. S. Afr. Mus., **81**, 207–222, 5 Abb., 3 Tab., Kapstadt.

KOSSMAT, F. (1895–1897): Untersuchungen über die südindische Kreideformation. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orient, **9**, 97–203, Taf. 15–25 (I. Theil 1895), **11**, 1–46, Taf. 1–8 (II. Theil 1897), Wien.

KÜHN, O. (1947): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. Abt. I, **156**, 181–200, Wien.

KUMMEL, B. (1964): Nautiloidea-Nautilida. – In: MOORE, R. C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology K, Mollusca 3, K 383–K 466, Fig. 280–337, Lawrence, Kansas.

MARSHALL, P. (1926): The Upper Cretaceous ammonites of New Zealand. – Trans. N. Z. Inst., **56**, 129–210, Taf. 19–47, Wellington.

MATSUMOTO, T. (1954): Family Puzosiidae from Hokkaido and Saghalien. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D. Geol.), **5**, 69–118, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 9–23, Fukuoka.

— — (1955): The Bituberculate Pachydiscids from Hokkaido and Saghalien. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D. Geol.), **5**, 153–184, 8 Abb., Taf. 31–37, Fukuoka.

— — (1959–1960): Upper Cretaceous Ammonites of California. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D. Geol.), **8**, 91–171, 85 Abb., Taf. 30–45 (Pt. I 1959), Spec. Vol. **1**, 1–172, 82 Abb., Taf. 1–41 (Pt. II 1960), Fukuoka.

— — & OBATA, I. (1955): Some Upper Cretaceous Desmoceratids from Hokkaido and Saghalien. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D. Geol.), **5**, 119–151, 13 Abb., 2 Tab., Taf. 24–30, Fukuoka.

MEEK, F. B. (1876): A report on the Invertebrate Cretaceous and Teriary Fossils of the Upper Missouri County. – U.S. Geol. Surv. Terr., **9**, 629 S., 45 Taf., Washington.

MÜLLER, G. & WOLLEMANN, A. (1906): Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. II. Die Cephalopoden. – Abh. K. Preuß. Geol. L.-A. (N. F.), **47**, 31 S., 2 Abb., 11 Taf., Berlin.

NOWAK, J. (1913): Untersuchungen über die Cephalopoden der oberen Kreide in Polen. III. Teil. – Bull. Acad. Sci. Cracovie, Cl. math.-nat., **1913**, 333–415, Taf. 40–45, Krakau.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide in den Ostalpen Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. geol. B.-A., **106**, 1–88, 2 Abb., 1 Taf., Wien.

ORBIGNY, A. de (1840–1842): Paléontologie française. Terrains Crétacé. Céphalopodes. – 662 S., 148 Taf., Paris (Masson).

RAVN, J. P. J. (1902): Molluskerne i Danmarks Kridtaflejringer. II. Scaphopoder, Gastropoder og Cephalopoder. – D. Kgl. Danske Vidensk. Selsk., (6) **11**, 205–270, 5 Taf., Kopenhagen.

REDTENBACHER, A. (1873): Die Cephalopoden der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. – Abh. Geol. R.-A., **5**, 91–140, Taf. 22–30, Wien.

RICHTER, W. (1937): Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **16**, 59–84, 3 Abb., Hamburg.

SCHENK, V. (1970): Zur Gastropodenfauna und Biofazies der Mittleren Gosau (O. Kreide) von Brandenberg in Tirol. – Diss., 197 S., 20 Abb., 3 Taf., München.

— — (1972): Zur Regressionsfazies (Biofazies und Ökologie) der Mittleren Gosau von Brandenberg/Tirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1972**, 236–256, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

SCHLÜTER, C. (1867): Beitrag zur Kenntnis der jüngsten Ammoneen Norddeutschlands. 36 S., 6 Taf., Bonn (A. Henry).

— — (1871–1876): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. – Palaeontographica, **21**, 1–120, Taf. 1–35, **24**, 1–144, Taf. 36–55, Stuttgart.

SCHULZ, O. (1952): Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **95**, 1–98, 10 Abb., 2 Tab., 1 Kt., Taf. 1–5, Stuttgart.

SCUPIN, H. (1913): Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. – Palaeontographica Suppl., **6**, 276 S., 50 Abb., 15 Taf., Stuttgart.

SEUNES, J. (1890–1892): Contribution a l'étude des Céphalopodes du Crétacé supérieur de France. – Mém. Soc. géol. France Paléont., **2**, 1–22, Taf. 1–6, Paris.

SHARPE, D. (1853–1856): Description of the fossil remains of Mollusca found in the Chalk of England. – Palaeont. Soc. Monogr., 68 S., 27 Taf., London.

SHIMANSKY, V. N. (1975): Cretaceous Nautiloids. – Tr. paleont. Inst. ANSSSR, **150**, 208 S., 26 Abb., 47 Tab., 34 Taf., Moskau. [Russ.]

SPATH, L. F. (1921a): On Cretaceous Cephalopoda from Zululand. – Ann. S. Afr. Mus., **12**, 217–321, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 19–26, Kapstadt.

— — (1921b): On Upper Cretaceous Ammonoidea from Pondoland. – Ann. Durban Mus., **3**, 39–57, 1 Tab., Taf. 6–7, Durban.

— — (1922): On the Senonian Ammonite fauna of Pondoland. – Transact. R. Soc. South Africa, **20**, 113–147, Taf. 5–9, London.

— — (1926): On New Ammonites from the English Chalk. – Geol. Mag., **63**, 77–83, London.

— — (1953): The Upper Cretaceous cephalopod fauna of Graham Land. – F. I. D. S. Sci. Rep., **3**, 60 S., 1 Abb., 13 Taf., London.

STURM, F. (1901): Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. – Jb. preuß. geol. L.-A., **21**, 39–98, 1 Abb., Taf. 2–11, Berlin.

SUMMESBERGER, H. (1979): Eine obersantone Ammonitenfauna aus dem Becken von Gosau (Oberösterreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **82**, 109–176, 48 Abb., 4 Tab., 1 Proftaf., 15 Taf., Wien.

THIEDIG, F. (1975): Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**, 495–516, 6 Abb., Taf. 40–42, Hamburg.

TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitt. geol. Ges. Wien, **62**, 78–170, 3 Taf., Wien.

WHITEAVES, J. F. (1876): Invertebrates from the coalbearing rocks of the Queen Charlotte Islands. – Geol. Surv. Canada Mesozoic Fossils, **1**, 1–92, 9 Abb., Taf. 1–10, Montreal.

WIEDMANN, J. (1962): Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien). I. Phylloceratina, Lytoceratina. – Palaeontographica A, **118**, 119–237, 58 Abb., Taf. 8–14, Stuttgart.

— — (1973): The Albian and Cenomanian Tetragonitidae (Cretaceous Ammonoidea), with Special Reference to the Circum-Indic Species. – Eclog. geol. Helv., **66**, 585–616, 13 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Basel.

— — (1978): Eine paläogeographisch interessante Ammonitenfaunula aus der alpinen Gosau (Santon, Becken von Gosau, Oberösterreich). – Eclog. geol. Helv., **71**, 663–675, 3 Abb., 2 Taf., Basel.

— — & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mühlheim-Broich, SW-Westfalen. – In: WIEDMANN, J. (Hsg.): Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6**, 645–680, 10 Abb., 10 Taf., Stuttgart.

WOODS, H. (1906): The Cretaceous Fauna of Pondoland. – Ann. S. Afr. Mus., **4**, 275–350, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 33–44, London.

WRIGHT, C. W. (1957): Mesozoic Ammonoidea (pars). – In: ARKELL, W. J.; KUMMEL, B. & WRIGHT, C. W.: Mesozoic Ammonoidea. Systematic Description. – Treatise on Invertebrate Paleontology L, Mollusca 4, L 129–L 437, Fig. 162–555, Lawrence, Kansas.

— — (1981): Cretaceous Ammonoidea. – In: HOUSE, M. R. & SENIOR, J. R. (Eds.): The Ammonoidea. Syst. Ass. spec. Vol., **18**, 157–174, 4 Abb., London.

— — & WRIGHT, E. V. (1951): A survey of the fossil cephalopoda of the Chalk of Great Britain. – Palaeontogr. Soc. Monogr., 41 S., London.

Zitteliana	8	33–72	München, 1. Juni 1982	ISSN 0373 - 9627

Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg)

von

REINHARD GAUPP*

mit 14 Abbildungen, 3 Tabellen, 1 Falttafel und Tafeln 12–14

KURZFASSUNG

Im westlichsten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen sind Reste der synorogen entstandenen Mittelkreidesedimente auf und zwischen den Teildecken des Oberostalpin erhalten geblieben. Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen führen zu einer Gliederung dieser klastischen Sedimente in drei Serien:

3. Branderfleckschichten (Vraconien/Untercenoman bis Turon)
2. Losensteiner Schichten (Unter-/Oberalb bis Vraconien)
1. Tannheimer Schichten (Oberapt/Unteralb bis Unteralb/Mittelalb).

Die Losensteiner Schichten des Tiefbajuvarikum sind entgegen bisherigen Auffassungen keine litoralen bzw. deltaischen Flachwassersedimente. Diese Pelitserie mit Einschaltungen von turbiditischen Psammiten, Geröllpsammiten und Konglomeraten wurde in kleinen submarinen Fächern abgelagert in Wassertiefen des oberen Bathyal oder tiefen Sublitoral. Der Detritus wurde aus einem im Norden gelegenen Liefergebiet in den Nordrandbereich des oberostalpinen Ablagerungsraumes eingeschüttet.

Der untere Teil der vorherrschend grobklastischen Branderfleckschichten wird ausschließlich aus den Abtragungsprodukten mesozoischer Karbonatgesteine der Lechtaldecken-Stirnantiklinale aufgebaut. Polymikte Breccien, Megabreccien, Kalkarenite und Olisthostrome dieser Serie erlauben eine Rekonstruktion der sich mit den bathymetrischen Verhältnissen rasch verändernden Ablagerungsmilieus und der synsedimentären tektonischen Bewegungen.

Erst im höheren Teil der Branderfleckschichten wurde wieder allothigener Detritus, u. a. mit ultrabasischem Material, aus einem externen Liefergebiet zugeführt. Die Sedimentation während des Turon leitet über zur Gosausedimentation, die vergleichbares klastisches Material auf noch weiter südlich gelegene, höhere Teildecken der Kalkalpen zur Ablagerung bringt.

Die räumlichen und faziellen Verteilungsmuster der syntektonischen Mittelkreidesedimente belegen, daß weitreichende Deckenbewegungen innerhalb des Oberostalpin bereits vor der Mediterranen Phase stattfanden. Die tektonische Abdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke erfolgte während des obersten Alb (Vraconien).

ABSTRACT

Midcretaceous syntectonic sediments are preserved in and sandwiched between tectonic slivers and nappes along the northern margin of the Northern Calcareous Alps. A stratigraphic and sedimentpetrographic investigation carried out on these clastic sediments, which range from Aptian to Turonian, provides new facies interpretations and new data on the relationship between sedimentation and tectonic movements.

In the Bavarian part of the Upper Austroalpine tectonic unit as well as in northern Tyrolia and Vorarlberg (Austria), the Midcretaceous sediments can be subdivided into three series:

* Dr. Reinhard GAUPP, Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung, Str. des 17. Juni 135, 1000 Berlin 12.

3. Branderfleck beds (Vraconian/Lower Cenomanian to Turonian)
2. Losenstein beds (Lower/Upper Albian to Vracônian)
1. Tannheim beds (Upper Aptian/Lower Albian to Lower Albian/Middle Albian).

The definition of ,,Branderfleck beds" as a separate stratigraphic unit, which is suggested in this paper, seems to be justified by a very different sedimentary evolution as compared with the underlying Losenstein beds.

Contrary to prevailing interpretations, the Losenstein beds are not considered as shallow water littoral or deltaic sediments, but rather they comprise a series of pelites with intercalations of turbiditic psammites, pebbly mudstones and conglomeratic beds which were deposited in small submarine fans under conditions of relatively deep water (deep sublittoral to upper bathyal depths). Sediments were transported by low density turbidites, grainflows, and debris flows derived from unknown source areas located north of the Upper Austroalpine realm. The components indicate that Mesozoic and Paleozoic rocks as well as crystalline basement rocks were exposed to erosion.

The predominantly coarse clastic Branderfleck beds have different lithofacies types and composition. Clasts from the lower part of all sections only include Mesozoic sedimentary rocks, which have microfacies typical of specific tectonic units of the Upper Austroalpine Group. The polymict breccias, megabreccias, calcarenites and olistostromes of this series bear witness to a multiphase tectonic history from Albian to Turonian. The relationship between possible tectonic movements and changes of depositional environments for the Branderfleck beds (from transgressive littoral facies to hemipelagic turbiditic sedimentation) is discussed.

The three-dimensional distribution pattern of Midcretaceous orogenic sediments in the investigated area suggests, that extensive stacking of nappes already occured before the Cenomanian and therefore precedes the Mediterranean tectonic phase (Turonian), which is considered to have caused the major internal nappe imbrications within the Upper Austroalpine units.

The assumption of a tectonic continuity within the Upper Austroalpine realm from Albian to Turonian is more convincing than a hypothetical restriction of tectonic movements to separate tectonic phases.

INHALT

1. EINLEITUNG

Nach frühen Anklängen in der Unterkreide erreichen orogene Umgestaltungen im Oberostalpin während der Mittelkreide ihren ersten Höhepunkt. Diese tektonischen Bewegungen determinierten die mittelkretazische Sedimentation maßgeblich und führten zu einer Vielfalt von unterschiedlichen faziellen Ausbildungen in den verschiedenen Deckeneinheiten des Kalkalpen-Nordrandes.

Gerade diese Lithofaziesvielfalt, die relative Fossilarmut dieser klastischen Serien sowie deren starke tektonische Beanspruchung sind Gründe dafür, daß sie weitaus weniger bearbeitet und bekannt sind, als es ihrer Bedeutung für die Kenntnis der Ostalpen-Entwicklungsgeschichte entspräche.

Über ein genaueres Verständnis der Litho- und Biostratigraphie dieser Serien aus verschiedenen tektonischen Einheiten des Bajuvarikums (Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke, Lechtaldecke) lassen sich Schlüsse ableiten auf Zeitpunkt, Art und Ausmaß orogener Bewegungen während jener Zeit. Voraussetzungen hierfür sind genauere altersmäßige Einstufungen und detaillierte sedimentologische Untersuchungen vor allem der grob klastischen Mittelkreideablagerungen.

Ein breites Spektrum verschiedener mariner Ablagerungsmilieus, von typischem Litoral bis hin zu Bildungsräumen offensichtlich größerer Tiefen kennzeichnet die oberostalpine Mittelkreide des Kalkalpen-Nordrandes im betrachteten Raum (Ammergau bis Großes Walsertal/Vorarlberg).

Während über den Flachwasser-Charakter der basalen Bildungen der Cenoman-Turon-Serie der Lechtaldecke in der Literatur Einvernehmen herrscht, ist das Bildungsmilieu der Tannheimer und Losensteiner Schichten aus Cenoman-Randschuppe und Allgäudecke seit langem umstritten. Ansichten von Entstehung im Flachmeer/Seichtwasserbereich (z. B. Zeil 1956, Wolf 1970, Kollmann 1968, K. Müller 1973) stehen im Gegensatz zu Beobachtungen von Bearbeitern, die größere Bildungstiefen annehmen (z. B. Löcsei 1974, Faupl 1978).

Einerseits wird von „flyschoider" oder „flyschähnlicher" Sedimentation berichtet (von Reiser 1920 bis Tollmann 1976a), andererseits wird jede Verwandtschaft mit derartigem streng geleugnet (wie u. a. Zeil 1956, 1957; Otte 1972).

Hier erschien es wünschenswert, sedimentologische Beobachtungen stärker zu berücksichtigen und eine Erklärung für die faziellen Gegensätze in hoch- und tiefbajuvarischen Decken zu versuchen.

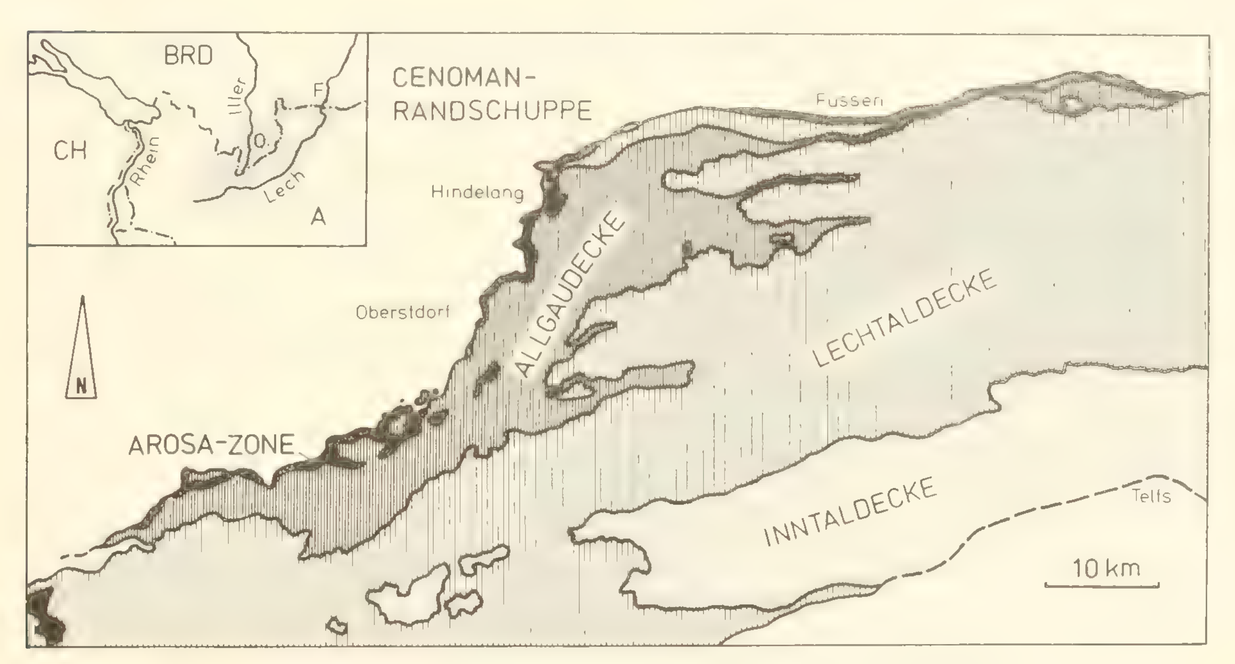


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes

2. STRATIGRAPHIE

Übersicht

In den tiefbajuvarischen Decken des Oberostalpins (Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke, Ternberger Decke) wird die bunte Pelitfolge der Tannheimer Schichten (Oberapt und Alb; ZACHER 1966) konkordant überlagert von einer grobklastischen Serie aus Tonmergeln, Sandsteinen, Konglomeraten und untergeordneten Breccien.

Diese grobklastische Sedimentfolge, u. a. charakterisiert durch allothigene, nicht kalkalpine Gerölle, wurde in der Literatur unter den Bezeichnungen ,,Cenoman-Serie", ,,Randcenoman" (K. MÜLLER 1967, 1973), ,,Cenoman mit Exotika" und ,,transgressive Kreide" (ZEIL 1955) oder ,,Randostalpine Kreideserie" (JACOBSHAGEN & OTTE 1968) beschrieben.

KOLLMANN (1968) ersetzt diese Begriffe durch den Namen ,,Losensteiner Schichten" für die klastischen Sedimente des Unteralb bis Untercenoman der Ternberger Decke Oberösterreichs.

Lithologisch abweichende Ausbildung zeigen die Mittelkreide-Sedimente im Nordteil des Hochbajuvarikums (Lechtaldecke, Lunzer Decke). Dort greifen klastische Sedimente des Untercenoman und Turon transgressiv auf gefaltete Trias- und Jurageste ine über (Abb. 2). Diese an allothigenen (exotischen Komponenten zunächst freien, fast ausschließlich aus umgelagertem kalkalpinen Material bestehenden Mergel, Kalkarenite, Breccien, Megabreccien und Olisthostrome wurden von verschiedenen Autoren mit den tiefbajuvarischen Alb-Sedimenten der ,,Losensteiner Schichten" zusammengefaßt (KOLLMANN 1968, TOLLMANN 1976a, IMMEL 1979).

Wie im folgenden belegt werden soll, empfiehlt sich jedoch eine gesonderte Betrachtung der Cenoman-Turon-Sedimente und deren Definition als eigenständige Serie.

In der vorliegenden Arbeit wird daher folgende Gliederung der Mittelkreideablagerungen des Bajuvarikums vorgeschlagen:

3. Branderfleckschichten (Vraconien/Untercenoman bis Oberturon [?])
2. Losensteiner Schichten (Unteralb/Oberalb bis Vraconien)
1. Tannheimer Schichten (Oberapt/Unteralb bis Unteralb/Mittelalb)

2.1 TANNHEIMER SCHICHTEN

Die Typlokalitäten dieser Serie liegen in der Umgebung des Tannheimer Tales (ZACHER 1966). Die Pelitserie der Tannheimer Schichten entwickelt sich aus den bis ins Apt hochreichenden (KOLLMANN 1968) Aptychenkalken der Unterkreide (Schrambachschichten) durch sehr rasche Zunahme der Mergellagen zwischen den Calpionellenkalklutiten.

Diese vorwiegend aus bunten Mergeln und Tonmergeln bestehende Folge markiert die Umstellung pelagischer, calcilutitischer Sedimentation zu tonpelitischer und schließlich gröberklastischer, orogener Sedimentation. Die Bedeutung dieser Sedimentationsumstellung, die hier im Westteil der Nördlichen Kalkalpen später erfolgt als im Osten, wird von SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER (1974) durch die Bezeichnung ,,Rossfeld-Tannheimer-Wende" hervorgehoben. Globale geotektonische und ozeanologische Ursachen müssen nach GRACIANSKY et al. (1981) für diese fazielle Umstellung vermutet werden, die nicht nur im westlichen Tethysraum, sondern auch im zentralen Atlantik (TUCHOLKE et al. 1979) nachweisbar ist.

Eingehendere Beschreibungen der Tannheimer Schichten finden sich bei ZACHER (1966), KOLLMANN (1968), LÓCSEI (1974), TOLLMANN (1976a), GAUPP (1980). Hier soll lediglich auf die regionale Verbreitung und auf die stratigraphische Reichweite der Serie eingegangen werden, die in der Originalarbeit von ZACHER (1966) mit Oberapt bis Oberalb angegeben wird.

Im Hangenden der Tannheimer Schichten folgt die gröberklastische Serie der Losensteiner Schichten mit Sandsteinen und Konglomeraten, die stellenweise tief in die liegenden Pelite eingeschnitten sind. Je nachdem, ob die hangende Serie mehr oder weniger grobklastisch ausgebildet ist (siehe unten), sind die Tannheimer Schichten unterschiedlich vollständig erhalten geblieben. Die mit der Zunahme der klastischen Anteile ärmlicher werdende Mikrofauna (RISCH 1971) erschwert zudem eine altersmäßige Festlegung der stratigraphischen Obergrenze der Tannheimer Schichten. Es erscheint hier eher praktikabel, eine Seriengliederung anzuwenden, die bereits im Gelände eine zumindest vorläufige Einstufung nach lithologischen Beobachtungen erlaubt. Es bietet sich an, die Obergrenze der Tannheimer Schichten mit dem Einsetzen der ersten Psammitbänke, die Mächtigkeiten >5 cm erreichen, festzulegen. Das hat jedoch zur Folge, daß die stratigraphische Obergrenze der Tannheimer Schichten regional sehr unterschiedlich hoch liegt und zwischen Unter- und Oberalb schwankt. In weiten Teilen des Tiefbajuvarikums scheint das erste Auftreten von Psammiten in der Mittelkreide in das Unteralb zu fallen (KOLLMANN 1968; LÓCSEI 1974 gibt Oberapt bis Unteralb an für die östlichen Kalkvoralpen), während örtlich die Pelitsedimentation erst im Oberalb von Sandschüttungen unterbrochen wird (Umgebung Tannheim).

Damit wäre die Bezeichnung ,,Tannheimer Schichten", so wie das bereits von KOLLMANN (1968) in Oberösterreich praktiziert wurde, auch im bayerischen und tiroler Anteil des Tiefbajuvarikums auf die bunte Pelitserie beschränkt, die zwischen den Aptychenkalken im Liegenden und der klastischen Serie der Losensteiner Schichten im Hangenden auftritt.

Auffällig ist die Beständigkeit der lithologischen Gliederung der Tannheimer Schichten am Nordrand der Kalkalpen (vgl. FAHLBUSCH 1964; ZACHER 1966; KOLLMANN 1968; RISCH 1969; LÓCSEI 1974).

Die Tannheimer Schichten der Cenoman-Randschuppe und der südlich anschließenden Allgäudecke entsprechen sich lithologisch und altersmäßig.

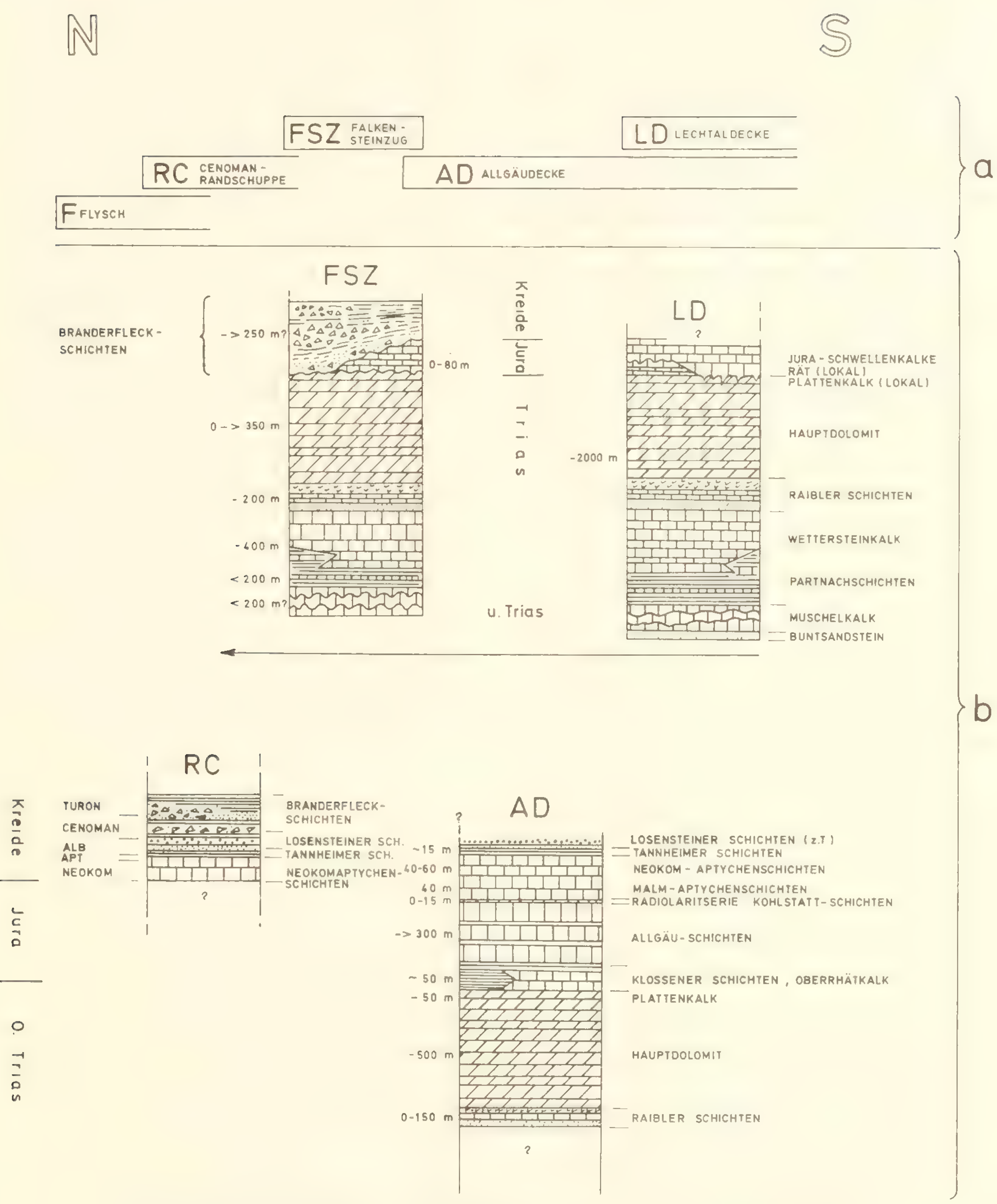


Abb. 2: Schematische Übersicht des Schichtbestandes verschiedener tektonischer Einheiten des Bajuvarikums (Ostallgäu und Tirol zwischen Lech und Iller).
a) Tektonik-Blockschema
b) Vereinfachte stratigraphische Profile des mesozoischen Schichtbestandes der Decken

In der westlichsten Allgäudecke südlich des Großen Walsertales beschreibt OTTE (1972) den Übergang hellgrauer Aptychenkalke in hellgraue Fleckenmergel (und -kalke) des oberen Apt bis untersten Alb. Nach eigener Beobachtung sind diese fleckigen Mergel mit Einschaltungen schwarzer Tonmergel auch im Steintobel (960 m NN) fazielle Äquivalente der Tannheimer Schichten. Auch die nördlichste Schuppe der Lechtaldecke südlich des Großen Walsertales, die Wandfluh-Schuppe, weist im unteren Hutlatal südwestlich der Wang-Alpe über hellgrauen, mikritischen und fucoidführenden Kalken (Aptychenschichten) eine 60–70 m mächtige Folge von grauen, roten, schwarzen und grünlichen Mergeln und Tonmergeln mit Oberapt- bis Mittelalb-Alter auf (OTTE 1972). Im obersten Teil dieser Pelitserie eingeschaltete, phacoidisierte Psammite sind jenen vergleichbar, die sich im Hangenden der Tannheimer Schichten in der Allgäudecke der Tannheimer Berge finden. In südlicheren Teilschuppen der Lechtaldecke Vorarlbergs und im Hauptkörper des Hochbajuvarikums sind keine Tannheimer Schichten obiger Definition mehr vertreten (vgl. HELMCKE & PFLAUMANN 1971; TOLLMANN 1976a).

2.2 LOSENSTEINER SCHICHTEN

Diese Serie ist durch starke lithologische Heterogenität und laterale Unbeständigkeit ausgezeichnet. Es handelt sich um vorwiegend pelitische Sedimente, in die mit regional wechselnder Häufigkeit Psammite und Psephite eingelagert sind. Besonders charakteristisch ist das Auftreten von allothigenen, nichtkalkalpinen Komponenten in Konglomeraten, Geröllpsammiten und -peliten.

Pelite:

Graue, tonige Siltsteine und Tonsiltsteine (Mergel und untergeordnet Ton- und Kalkmergel) sind das am häufigsten vertretene Schichtglied in fast allen untersuchten Profilen. Unter Berücksichtigung diagenetischer Mächtigkeitsveränderungen wird von K. MÜLLER (1967) ein Pelit: Psammit: Psephit-Verhältnis von 10:3:1 im Mittel für die „Cenoman-Serie" der Cenoman-Randschuppe angegeben. Für die entsprechenden Sedimente in der Allgäudecke der weiteren Umgebung des Tannheimer Tales kann nach eigenen Beobachtungen ein Verhältnis von 19:4:1 angegeben werden. Nach dem Atterberg-Verfahren durchgeführte Schlämmanalysen von Tonsteinen der Losensteiner Schichten ergaben Medianwerte im Mittelsiltbereich (8 bis 20 μ) und Anteile der Fraktion < 2 μ zwischen 12 und 35 Gew.-% (GAUPP 1980). Pelite im eigentlichen Sinne liegen damit nicht vor (vgl. Tab. 1). Höhere Feinsandgehalte, Quarzkorngrößen > 1 mm, häufigere Hellglimmer und Kohlepartikelchen (Pflanzenhäcksel) und das Auftreten von silikatischen Gesteinspartikeln (Quarz-Chlorit-Aggregate) sind auf massige, hellgraue, rauhbrechende Mergel beschränkt, die gelegentlich schlierenförmige Sandeinlagerungen erkennen lassen. Eine selten deutlich erkennbare Hell-Dunkel-Bänderung der Mergel im dm- bis m-Maßstab wird durch unterschiedliche Anteile von Grobsilt bis Feinsand hervorgerufen. Eine Gradierung solcher Mergel läßt auf deren resedimentäre Entstehung schließen (teilweise Schlammturbidite).

			Mineralbestand (< 2 μ) Durchschnittswerte in Gew.%								Kornfraktionen				
		Alter	Probenzahl	Quarz	Feldspat (Plg+Or)	Illit	Kaolinit	Chlorit	Calcit	Dolomit	Korndurchmesser, max. [μ]	Feinsand >63 μ [Gew %]	Silt 2–63 μ [Gew %]	Ton < 2 μ [Gew %]	Median [μ]
1	Pelitzwischenlage der Neokomaptychenschichten	Apt ?	1	12	<1	34	2	4	48	0	500	< 0.1	81	19	11
2	Pelite der Tannheimer Schichten	O.Apt, Alb	6	16 ± 2	2.1 ±0.5	34 ± 5	< 2	4 ±2	44 ±11	0	350 ±230	< 0.1	81 ± 3	19 ± 3	12 ± 3
3	Pelite der Losensteiner Schichten	Alb, Vraconien	10	22 ± 2	4.2 ±1.6	43 ± 2	< 2	5 ±1	22 ± 6	< 1	340 ±130	< 1	84 ± 5	18 ± 6	15 ± 4
4	Pelite der Branderfleckschichten	a) Vraconien Cenoman	8	22 ± 3	4.1 ±2.4	29 ± 5	< 2	8 ±3	36 ± 8	0	350 ± 50	1.3 ±0.7	78 ± 4	20 ± 5	10 ± 2
		b) Turon	8	17 ± 6	1.5 ±1.2	41 ± 8	< 2	7 ±2	25 ±16	6 ±2	510 ±340	1.0 ±0.6	81 ± 4	19 ± 5	10 ± 5
5	Pelite der Kreideschieferserie (südl. Lechtaldecke)	Alb ?	5	29 ± 5	5.0 ±1.5	28 ± 7	< 3	8 ±2	28 ± 6	0					

Mineralbestand und Kornfraktionen von Mittelkreidepeliten (Methodik in GAUPP 1980).

Geröllpelite und -psammite:

Mischsedimente aus psephitischen und pelitischen Anteilen erreichen in den Losensteiner Schichten Mächtigkeiten bis >20 m. Meist extrem gut gerundete Gerölle liegen in diesen Gesteinen „freischwimmend" (mud-supported) in sandigtoniger Grundmasse. Die Geröllkomponenten entsprechen denen der begleitenden Konglomerate. Mitunter sind Tonsteine und Psammite des Liegenden schlierenförmig zerrissen und verbogen, in diese „Rosinenmergel" eingelagert. Die basale Begrenzung solcher Geröllpsammitlagen gegen unterlagernde Pelite ist scharf.

Psammite:

Sandsteinbänke mit Mächtigkeiten von 1 cm bis >2,5 m sind in die Tonsteine eingelagert. Abfolgen von Sandsteinbänken, die zum Hangenden hin mächtiger werden (thickening upward sequences), sind besonders im tieferen Teil der Losensteiner Schichten zu beobachten.

Psammitbänke bis maximal 1 m Mächtigkeit, mit mehr oder weniger vollständigen BOUMA-Sequenzen zeigen gelegentlich deutlich ausgeprägte Sohlmarken, vor allem Strömungskolke und Belastungsmarken (vgl. Tafel 12, Fig. 2–3). Die Gesamtheit der Sedimentstrukturen dieses Sandsteintyps sowie die Projektion der Median- und 1%-Percentilwerte im PASSEGA-Diagramm weist auf turbiditische Ablagerungsvorgänge hin (Gaupp 1980).

Hiervon klar zu unterscheiden, sind mächtigere, massige Sandsteine ohne Internstrukturen. Sie sind im Mittel grobkörniger, besser sortiert, matrixärmer und mithin von besserer kompositioneller Reife als die vorgenannten Psammite. Komponentenbestand und sedimentpetrographische Parameter der Psammite sind Tab. 2 zu entnehmen.

Nach den Nomenklaturvorschlägen von Huckenholz (1963) liegen hier feldspatarme Grauwacken und Quarzgrauwacken vor. Charakteristisch für alle untersuchten Sandsteine der Losensteiner Schichten ist deren stets hoher Gehalt an Chromspinell (Picotit).

Während in den nördlicher gelegenen Sedimentationsräumen des Rhenodanubischen Flysches und des Helvetikums im Alb typische glaukonitreiche Psammite abgelagert wurden, sind die annähernd zeitgleichen Psammite des nördlichen Kalkalpin äußerst arm an Glaukonit (vgl. Tab. 2).

Seltenere grünliche Psammite der Losensteiner Schichten erwiesen sich stets als lediglich Chlorit oder Serpentinit führend.

Breccien:

Für die Losensteiner Schichten sind Breccien untypische Schichtglieder.

Basallagen gradierter Psammite sind selten feinbrecciös ausgebildet.

Serpentinitführende, dünne Breccienbänke mit Beimengung gutgerundeter Gerölle weisen den gleichen Komponentenbestand auf, wie die wesentlich häufigeren Konglomerate.

Konglomerate:

Polymikte Konglomerate treten in den Losensteiner Schichten meist gemeinsam mit Geröllpsammiten und mächtigeren Quarzpsammiten auf. Komponentengestützte Konglomerate sind häufiger vertreten als matrixgestützte. Unorganisierte, chaotische Konglomerate mit Geröllduchmessern bis 0,5 m können zum Hangenden in gut sortierte, feinkörnige Konglomerate mit Imbrikation der Klasten übergehen. Normale, inverse oder multiple Gradierung ist häufig anzutreffen. Die größten beobachteten Geröllduchmesser liegen bei 2,5 m in der Cenoman-Randschuppe. Nach S in die Allgäudecke hinein nehmen maximale und durchschnittliche Geröllduchmesser sowie Bankmächtigkeiten der Konglomerate ab, während die Sortierung zunimmt. Der kristalline Anteil der allothigenen (exotischen) Gerölle wurde wiederholt beschrieben (Zeil 1955, Zacher 1959, Löcsei 1974). Daß auch ein erheblicher Teil der Sedimentgesteins-Gerölle nicht kalkalpiner Herkunft ist, konnte inzwischen belegt werden (Gaupp 1980). Biogene Flachwasserkalke des Malm und der Unterkreide sowie karbonatisch-siliziklastische Sedimente sind in den Geröllen der Losensteiner Konglomerate stets vertreten. Die Fazies dieser Sedimentgesteinsgerölle ist für das Kalkalpin untypisch bzw. unbekannt. Auch diese Gerölle sind als „exotisch" zu betrachten. Auf die paläogeographische Bedeutung dieser Gerölle soll andernorts eingegangen werden.

An der Basis mächtigerer Lagen ist gelegentlich erosives Eingreifen in liegende Grauwacken mit Winkeldiskordanzen bis 30° zu beobachten. Die untere Begrenzung der Bänke ist stets scharf und in vielen Fällen konvex nach unten gewölbt. Dagegen sind die Bankoberflächen eben und oft konkordant von Sandsteinlagen überdeckt.

Sobald im Gelände die dritte Dimension dieser Konglomeratkörper aufgeschlossen ist, wird deren langgestreckte und im Querschnitt linsenförmige Form ersichtlich.

Besonders die Aufschlüsse des Bärgunt im hinteren Kleinen Walsertal bieten hierzu guten Einblick (Abb. 3).

Dort läßt sich eine Regelung länglicher Gerölle parallel zur Längserstreckung dieser Konglomeratkörper erkennen. Wird nun berechtigterweise ein ursprünglicher Transport des Sedimentmaterials in Längsrichtung dieser Konglomeratkörper gefolgert, so liegt hier eine Imbrikationsart vor, die nach Davies & Walker (1974), und Walker (1975a, c; 1978) bei resedimentierten Konglomeraten anzutreffen ist. Ein Transport in strömendem Medium ist somit für diese Konglomerate wenig wahrscheinlich.

Die Einbettung der Konglomerate in pelitische und psammitische Gesteine, ihre laterale Vertretung durch feinerklastische, schließlich pelitische Sedimente, ihr Interngefüge, ihre Assoziation mit Geröllpeliten und Mergeln

Serie	Alter	Psammittyp	Tektonische Einheit	Probenzahl n	Freie Minerale Korn-% (Mittel und Standardabw.)								
					Quarz monokristallin	Quarz polykristallin grobkörnig	Quarz polykristallin feinkörnig	Σ Quarz	Feldspat	Opake und Schwerminerale	Glimmer	Chlorit	Glaukonit
Losensteiner Schichten	Alb und Vraconien	dünn- und mittelbankige turbiditische Psammite	(AD+CR)	n=6	16.7 ± 9.7	1.9 ±1.4	3.0 ±2.4	21.6 ±10.5	1.8 ±1.9	0.7 ±0.6	2.2 ±2.2	0.9 ±0.8	<0.1
		dickbankige massige Psammite	(CR)	n=3	25.6 ± 4.7	8.2 ±3.1	2.3 ±0.6	36.1 ± 8.3	1.7 ±0.4	0.7 ±0.8	0.9 ±0.5	1.4 ±1.8	<0.1
Branderfleck-schichten	Vraconien	dünnbankige turbiditische Psammite	(CR)	n=1	5.1	0	0.2	5.3	0	<0.1	0	2.4	0
	Cenoman	massige Psammite des transgress. Basalabschnittes I	(LD)	n=2	32.6 ± 1.6	2.1 ±0.1	0	34.7 ± 1.7	0.7 ±0.2	1.1 ±1.1	0	0.4 ±0.3	0.2 ±0.1
		massige Kalkarenite	(LD)	n=3	0.5 ±0.4	0	0	0.5 ±0.4	0	<0.1	0	0	0
	Turon	mittelbankige turbiditische Psammite	(LD+CR)	n=6	4.2 ±2.6	1.5 ±1.5	1.7 ±2.0	7.4 ±4.5	0.2 ±0.3	0.4 ±0.3	0.2 ±0.1	3.1 ±2.5	<0.1
Kreideschiefer-serie	Alb, Cenoman (?)	dünn- bis mittelbankige turbiditische Psammite	(LD)	n=4	17.6 ± 6.3	0.8 ±2.0	1.1 ±1.8	19.4 ± 8.1	1.4 ±1.2	0.3 ±0.5	1.5 ±1.8	6.4 ±2.5	<0.1

Tab. 2: Modalbestand und sedimentpetrographische Parameter von Psammiten der Mittelkreideserien; CR = Cenoman-Randschuppe; AD = Allgäudecke; LD = Lechtaldecke.

[1]) Modalbestand nach Pointcounteranalyse;

[2]) Kompositionelle Reife = $\frac{\text{Quarz + Hornstein}}{\text{Gesteinsbruchstücke + Feldspäte}}$

[3]) Quarz-Rundung nach Skalierung 1 bis 6: 1 = ungerundet, 6 = vollst. gerundet.

				Gesteinsbruchstücke Korn-% (Mittel und Standardabweichung)											Sedimentpetrographische Parameter						
Matrix	Σ Phyllosilikate	Σ freie Minerale	Zement	Kalkmikrit	Kalksparit	Dolomit	Hornstein (Microquarz, Chalcedon, Kieselkalk)	Tonstein, Schieferton, Phyllit	Quarz-Chlorit- Quarz-Glimmer- Aggregate	'Diabas', basische Vulkanite	Serpentinit	sonstige Gesteinsfragmente	Σ Gesteinsbruchstücke	Biogene	Kompositionelle Reife 2)	Median [μ]	Ø max [μ]	Sortierung So (TRASK)	Skewness Sk (TRASK)	Graphic stand. dev. σ (FOLK)	Rundung Quarz 100 μ 3)
18.9 ± 7.7	21.8 ± 8.7	26.9 ±10.5	10.8 ± [illegible]	9.8 ±7.[illegible]	9.5 ±[illegible]	2.6 ±1.[illegible]	4.1 ±3.7	1.5 ±2.4	9.3 ±8.8	0.2 ±[illegible].4	4.4 ±10.[illegible]	<0.2	42.4 ±11.1	<0.5	0.68 ±0.43	109 ±[illegible]	458 ±[illegible]	1.4 ±[illegible].2	1.2 ±[illegible].1	0.59 ±[illegible].15	2.2 ±[illegible]
17.8 ±10.5	19.0 ±10.6	39.6 ± 9.0	6.8 ±1.8	4.6 ±[illegible]	2.7 ±1.[illegible]	6.0 ±[illegible]	5.2 ±2.4	2.2 ±2.0	13.8 ±2.0	0.2 ±[illegible].4	0	<0.5	35.1 ± 4.8	<0.1	1.14 ±0.30	93 ±[illegible]	1125 ±[illegible]	1.4 ±[illegible]	1.1 ±[illegible]	0.90 ±[illegible]4	2.1 ±0.[illegible]
18.4	20.8	7.7	8.7	41.1	13.5	1.2	8.2	0.1	0.2	0	0	0	64.3	1.0	0.21	75	900	1.4	1.1	0.70	2.0
29.2 ± 3.8	30.0 ± 4.0	36.8 ± 2.8	4.4 ±0.6	7.2 ±1.8	3.5 ±3.[illegible]	4.5 ±0.5	9.2 ±1.2	0	4.5 ±0.5	0	0	0	29.0 ± 2.0	0.5 ±0.1	1.48 ±[illegible]	75 ± 5	550 ±[illegible]	1.3 ±0.1	1.1 ±[illegible]	0.50 ±0.05	[illegible].9 ±0.1
11.3 ± 6.4	0	0.5 ±0.4	18.6 ±6.3	41.0 ±11.0	7.1 ±1.9	8.2 ±6.9	5.4 ±1.3	0	0	0	0	0	61.7 ± [illegible]	7.8 ±[illegible]	-	720 ±400	4000 ±3000	-	-	-	-
18.0 ±11.4	21.7 ±13.9	12.0 ± 6.8	3.7 ±[illegible].4	14.6 ± 7.4	9.1 ±4.[illegible]	5.9 ±6.1	9.2 ±5.3	<0.1	2.0 ±1.5	<0.1	18.2 ±17.2	<0.5	49.6 ±20.0	<0.5	0.33 ±0.23	89 ±33	667 ±[illegible]	1.6 ±[illegible]	1.1 ± 0	1.15 ±0.50	2.2 ±0.2
21.1 ± 4.3	29.3 ± [illegible].9	29.1 ±12.3	5.5 ±4.5	1.3 ±1.7	26.5 ±16.4	0.4 ±1.0	2.0 ±[illegible].4	1.0 ±1.6	5.3 ±4.[illegible]	0.7 ±1.[illegible]	6.0 ±1[illegible]	0	43.0 ±11.[illegible]	0.5	0.57 ±[illegible]	90 ±[illegible]	390 ±[illegible]	-	-	-	2.4 ±0.1

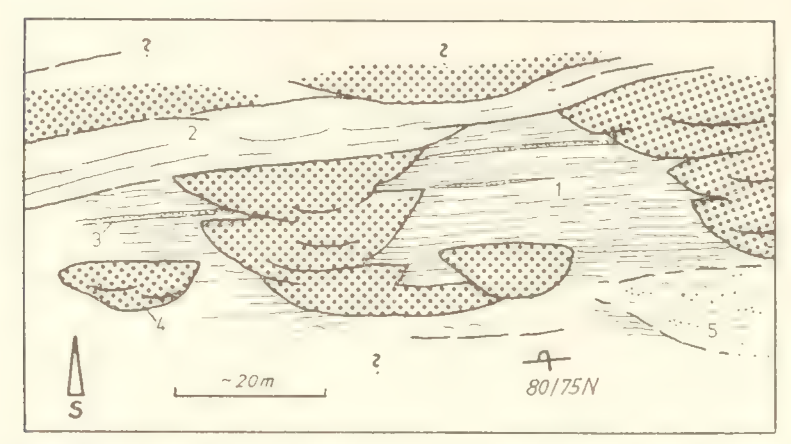


Abb. 3: Skizze eines Ausschnittes der konglomeratischen Rinnenfüllungen im Bärgunt, Kleines Walsertal/Vorarlberg, 1780–1810 m NN. Losensteiner Schichten, Arosa-Zone.
1 = Silt und Tonsteine
2 = Psammite (Grauwacken)
3 = Einschaltungen turbiditischer Psammite (Grauwacken)
4 = Konglomerate
5 = Geröllpelite und Psammite

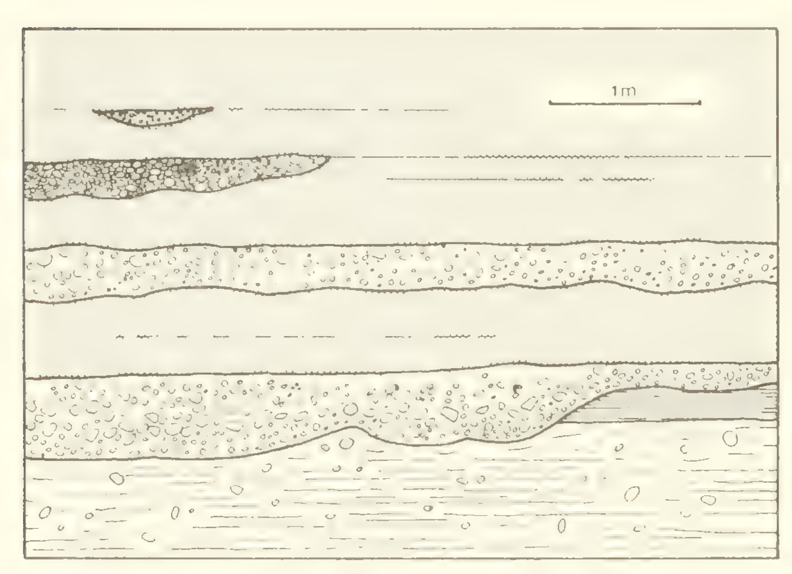


Abb. 4: Aufschlußzeichnung einer 2,5 m mächtigen Sandsteinbank über Geröllpeliten und Resten einer Tonsteinlage, mit Einschaltungen von matrixgestützten Konglomeraten und kleinen Linsen von Orthokonglomeraten.
Losensteiner Schichten, Hirschbach nördlich Hindelang, 1400 m NN; Cenoman-Randschuppe.

mit Slumpstrukturen sowie die Geometrie dieser Sedimentkörper lassen erkennen, daß es sich hier nicht um „autochthon" gebildete, litorale oder gar fluviatile Sedimente handelt, sondern daß hier Resedimente vorliegen im Sinne WALKER's (1975c). Ihre Form, ihr interner Aufbau und ihre Begrenzung gegen umliegende Gesteine berechtigen ihre Bezeichnung als Rinnenfüllungen (Abb. 4). So wird auch verständlicher, daß dort, wo Konglomerate, „Rosinenmergel" oder Psammite der Losensteiner Schichten mächtiger entwickelt sind (etwa nördlich des Hochfelln Blatt 8241 Ruhpolding, oder südlich Tannheim), die gesamten Tannheimer Schichten fehlen. Mehrere 100 m bis > 1 km breite und bis > 100 m tiefe Rinnen wurden vermutlich durch gravitative Sedimentumlagerungen in die wenig widerstandsfähige Pelitunterlage erodiert (GAUPP 1980). Lokal sind diese Rinnen sogar in die Schrambachschichten eingetieft, so daß mehr oder weniger grobklastische Rinnenfüllungen der Losensteiner Schichten direkt Gesteine des Jura überlagern.

Aufgrund dieser Beobachtungen wurde eine Transgression in der Mittelkreide der Cenoman-Randschuppe und der Allgäudecke vermutet (z. B. ZEIL 1955; ZACHER 1959).

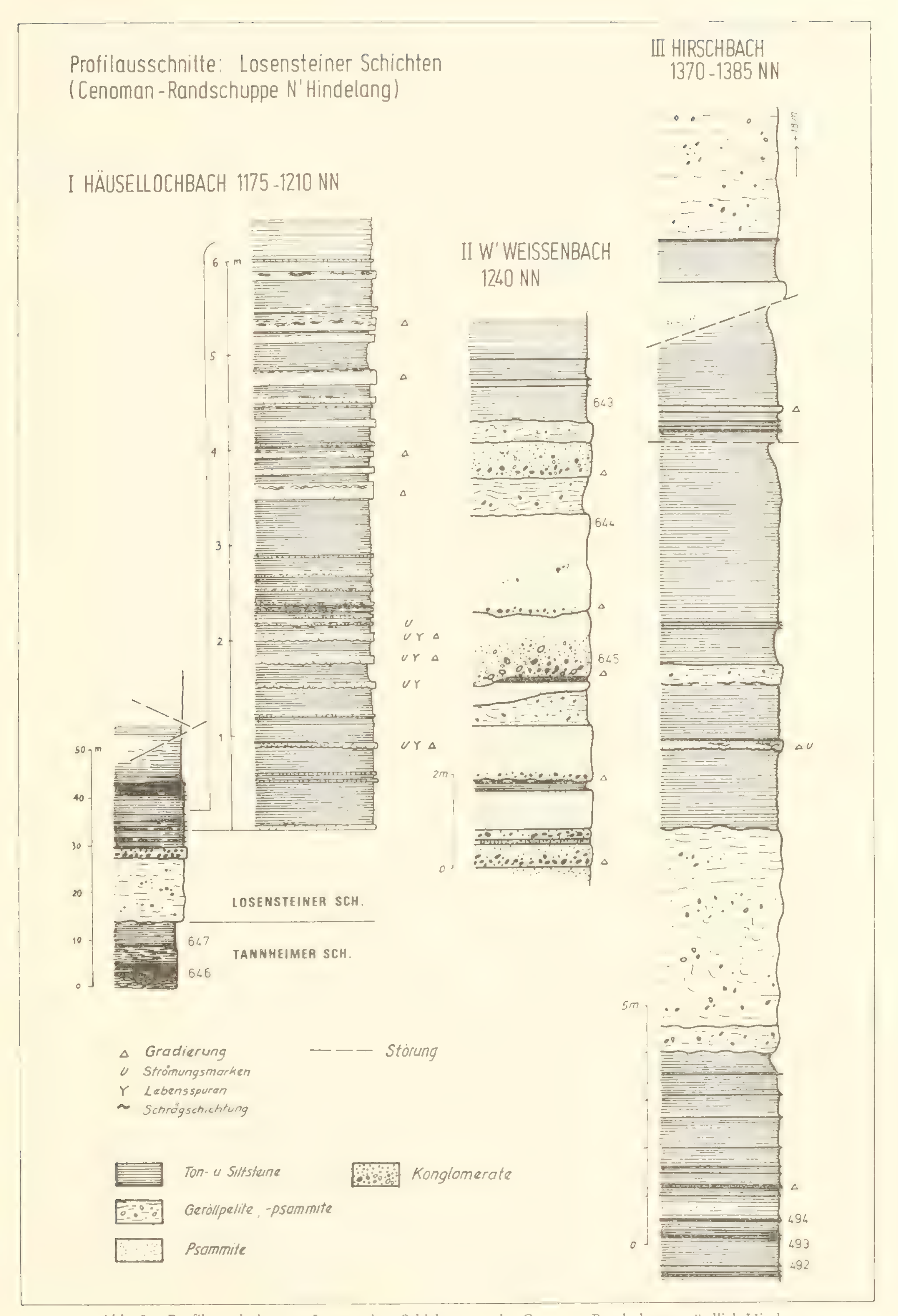


Abb. 5: Profilausschnitte von Losensteiner Schichten aus der Cenoman-Randschuppe nördlich Hindelang mit typischen Assoziationen der Lithofaziestypen.

Eine Transgression im Sinne eines diskontinuierlichen Übergreifens der Alb-Sedimente auf ältere Gesteine (nach einer subaerischen Erosionszeit), liegt nach allen hier gemachten Erfahrungen nicht vor. Alle Schichtlücken unter der Basis der Losensteiner Schichten sind beschränkt auf Profile, wo jene besonders reich an gröberklastischen Bildungen sind und haben ihre Ursache in submariner Rinnenerosion. Die gröberklastischen Rinnenfüllungen gehen seitlich in Pelit/Psammitfolgen über, in denen sich mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentation von Apt ins Alb und schließlich ins Cenoman (z. B. Cenoman-Randschuppe der Hölle) verfolgen läßt. Winkeldiskordanzen an der Basis tiefgreifender Rinnen sind vor allem aufgrund ihrer Ausgedehntheit und damit zu erwartender geringer Winkelbeträge und nicht zuletzt durch tektonische Überprägung sehr selten in Einzelaufschlüssen zu beobachten. Sie lassen sich aber eindrucksvoll durch Kartierung erfassen. Als Beispiele für kontinuierliche Abfolgen von Tannheimer und Losensteiner Schichten (Abb. 5) seien die konglomerat- und geröllpsammitarmen Profile der Hölle bei Füssen (Cenoman-Randschuppe; KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931; ZEIL 1955), der Krähenwand nördlich Hindelang (RISCH 1971) und von Innergschwend bei Tannheim (ZACHER 1966, RISCH 1971) erwähnt.

Stratigraphische Reichweite der Losensteiner Schichten:

In kontinuierlichen Profilen ist die Basis der Losensteiner Schichten durch das Einsetzen psammitischer Schüttungen definiert (vgl. KOLLMANN 1968) und fällt damit meist ins Unteralb. Nur in Ausnahmefällen scheinen Psammitschüttungen erst im Oberalb einzusetzen (z. B. nördlich von Tannheim; ZACHER 1966).

In diskontinuierlichen Profilen mit stärkerer Beteiligung grobklastischer Sedimente können z. B. Geröllpsammite oder Konglomerate des Unter-/Mittelalb bis Vraconien direkt über Gesteinen der Unterkreide oder des Jura folgen. Eine biostratigraphische Erfassung der Serienuntergrenze wird dort meist scheitern, allein schon aufgrund der Faunenvermischung und -umlagerung in den Resedimenten.

Die Obergrenze dieser Serie wird hier über den letzten, allothigene Komponenten führenden Konglomeraten/Geröllspammiten und Quarzgrauwacken gezogen, dort wo erstmals klastische Bildungen (Breccien, Kalkarenite, Olisthostrome), frei von allothigenen Komponenten einsetzen. Sowohl nach KOLLMANN (1968) als auch nach LÖCSEI (1974) liegen die stratigraphisch höchsten kristallinführenden Konglomerate der Losensteiner Schichten in der appeninica-Zone, und damit im Grenzbereich Oberstes Alb/Untercenoman. Von PFLAUMANN & STEPHAN (1968) wird für einen Geröllpelit der Losensteiner Schichten der Allgäudecke ein mittelcenomanes Alter gefordert. Von FAHLBUSCH (1964) ins Cenoman eingestufte Geröllpelite des Lochgrabens (Chiemgauer Alpen) gehören nach RISCH (1969) dem obersten Alb (Vraconien) an. In der Allgäudecke zwischen Lech- und Illertal genommene Mergelproben aus der Nähe kristallinführender Psephite der Losensteiner Schichten ergaben in keinem Fall jüngere Alter als Vraconien (GAUPP 1980, Faunenbearbeitung durch Dr. RISCH).

Die stratigraphische Reichweite der Losensteiner Schichten kann somit Unteralb, lokal Mittel- oder Oberalb, bis Vraconien umfassen.

Regionale Verbreitung:

Losensteiner Schichten oben genannter Definition sind zwischen Ammergau und Großem Walsertal/Vorarlberg in Allgäudecke und Cenoman-Randschuppe bzw. Arosa-Zone vertreten.

In der Arosa-Zone (M. RICHTER 1970) sind die Vorkommen von Losensteiner Schichten, die ursprünglich alle dem Ablagerungsraum der Cenoman-Randschuppe bzw. Allgäudecke angehörten, als tektonische Schubfetzen aufzufassen.

Noch in dem westlichsten Teil der Allgäudecke (Zitterklapfenschuppe, OTTE 1972) finden sich Sedimente, die nach Alter und Ausbildung zu den Losensteiner Schichten zu stellen sind.

Im südlichen Hochbajuvarikum und in tektonisch noch höheren Einheiten des Kalkalpin wurden keine Losensteiner Schichten abgelagert. Die Ton- und Sandsteine des Alb der südlichen Lechtaldecke (HUCKRIEDE 1958, HELMCKE & PFLAUMANN 1971, OTTE 1972) sind von stark abweichender Ausbildung und Zusammensetzung. Sie wurden von einem anderen Liefergebiet bestimmt als die Losensteiner Schichten (GAUPP 1980).

Ob auf dem Nordrandbereich der Lechtaldecke Losensteiner Schichten abgelagert wurden, bleibt fraglich. Gegen deren vormalige Ablagerung spricht, daß dort in den basalen Lagen der transgressiven Mittelkreide bis auf gelegentlichen Picotit (Cr-Spinell) als Schwermineral und Quarz keinerlei Aufarbeitungsrelikte solcher Sedimente nachzuweisen sind.

2.3 BRANDERFLECKSCHICHTEN

2.3.1 Namensgebung

Für die im folgenden definierten, vorwiegend klastischen Ablagerungen des Untercenoman (teils schon Vraconien) bis Turon aus Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke (nur im äußersten Westen) und Lechtaldecke wird hier der Name Branderfleckschichten vorgeschlagen. Die Typlokalität ist der Branderflecksattel zwischen Ahornspitze und Branderschrofen in den Hohenschwangauer Bergen, wo diese Serie gut in charakteristischer Ausbildung aufgeschlossen ist.

Folgende Gründe sprechen für die Abtrennung und gesonderte Benennung des höheren Teils der Mittelkreidesedimente als eigenständige Serie:

- Die klastischen Sedimente von (Vraconien/)Untercenoman bis Turon weisen eine, von tieferen Mittelkreide-Serien stark abweichende, eigene Entwicklungsgeschichte auf. Während des Apt/Alb wird die Sedimentation von einem im Norden des Kalkalpin gelegenen Liefergebiet dominiert. Vom obersten Alb bzw. unteren Cenoman ab wird die Sedimentation nicht mehr von extern gelegenen Liefergebieten, sondern von tektonischen Vorgängen im nördlichen Kalkalpin selbst bestimmt.
- Von KOLLMANN (1968) wurden als Losensteiner Schichten die kristalline Gerölle führenden Sedimente des Unteralb bis zur Alb-/Cenomangrenze (appeninica-Zone) beschrieben. Eine Ausweitung dieser Schichtbezeichnung auf Oberkreidesedimente meist abweichender regionaler Verbreitung und völlig andersartiger fazieller Ausbildung (z. B. TOLLMANN 1976a; IMMEL 1979) erscheint mir nicht berechtigt.

Die fazielle und kompositionelle Veränderung dieser Serie während des Turon macht eine Untergliederung in Untere und Obere Branderfleckschichten erforderlich (Abb. 6).

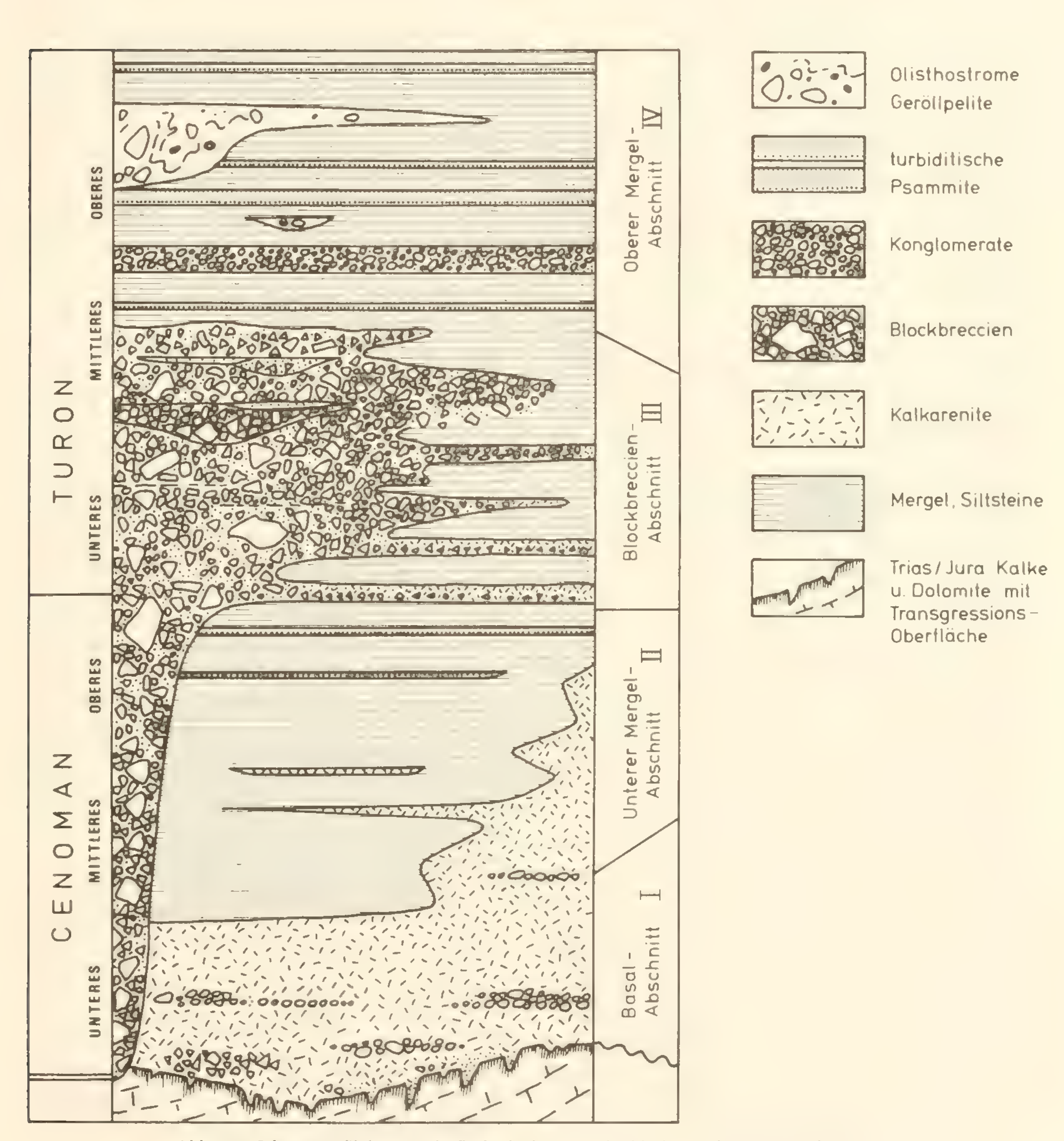


Abb. 6: Schemaprofil der Branderfleckschichten (Lechtaldecke) nach GAUPP et al. (1981).

2.3.2 Beschreibung der Serie, Gliederung und stratigraphische Reichweite

Die Branderfleckschichten enthalten vorherrschend grobklastische Sedimente wie Breccien, Blockbreccien und Olisthostrome. Aber auch pelitische und psammitische Gesteine sind, vor allem im basalen und im höchsten Abschnitt der Serie vertreten.

Trotz der ausgeprägten faziellen Differenziertheit vor allem im tieferen Teil dieser Serie, ließ sich eine Unterscheidung von vier lithologischen Einheiten durchführen:

IV Oberer Mergel-Abschnitt	Obere Branderfleckschichten
III Blockbreccien-Abschnitt II Unterer Mergel-Abschnitt I Basal-Abschnitt	Untere Branderfleckschichten

Diese Gliederung wurde zunächst für den Raum zwischen Ammer und Iller erarbeitet, besitzt aber nach Vergleichsbegehungen und Literaturauswertung wohl auch Gültigkeit für den gesamten bayerischen Anteil des Lechtaldecken-Nordrandes. Feinstratigraphische Untersuchungen im weiteren regionalen Rahmen werden dies klären müssen.

Abb. 11 gibt schematisiert die lithologische Abfolge der Branderfleckschichten wieder. Benachbarte Profile weichen hiervon mehr oder weniger stark ab. Gemeinsam ist allen aufgenommenen Profilen dieser Abschnitte das starke Vorherrschen oft bunter, pelitischer Sedimente mit Einschaltungen von turbiditischen Sandsteinen und gröberklastischen Resedimenten.

Die Gesamtmächtigkeit der Branderfleckschichten unterliegt, wie die Mächtigkeiten der einzelnen Abschnitte, sehr starken Schwankungen. Sie liegt zwischen <80m und >150m.

2.3.2.1 Untere Branderfleckschichten (Abschnitt I–III)

1. Basal-Abschnitt (I):

Die Untergrenze der Branderfleckschichten ist in der Cenoman-Randschuppe und auf dem Lechtaldecken-Nordrand unterschiedlich ausgebildet.

a) Cenoman-Randschuppe:

In der Cenoman-Randschuppe (z. B. Kleebach westlich Unterjoch; Hölle bei Schwangau) setzen im Vraconien über den kristallinführenden Psammiten und Psephiten der Losensteiner Schichten erstmals klastische Schüttungen ein, die zunächst aus relativ kleinen Bruchstücken von Unterkreide- und Jurakalken rein kalkalpiner Fazies bestehen. Allothigene Komponenten fehlen völlig. Diese Linsen aus Mergeln und Gesteinsbruchstücken nehmen schnell an Häufigkeit und Größe zu und entwickeln sich zu teilweise sehr mächtigen Olisthostromen und matrixreichen Blockbreccien. Vergesellschaftet mit diesen Grobklastika und teilweise aus ihnen hervorgehend sind Feinbreccienbänke und gelegentlich gradierte Kalkarenite, die keinen oder deutlich niedrigeren Quarzgehalt haben, als die liegenden Grauwacken der Losensteiner Schichten. Lokal sind in den meist schon zum Cenoman gehörenden Silt- und Tonsteinen der Cenoman-Randschuppe bis hausgroße Olistholithe aus matrixarmen, polygenen Blockbreccien (nördlich Hindelang, Gaupp 1977) zu finden. Die Lithologie der Klasten spricht dafür, daß es sich hier um Abtragungsprodukte der im Süden gelegenen Lechtaldeckenstirn handelt:

- Erstens sind Klasten in Lias-, Dogger- und Malm-Rotkalkfazies (Crinoidenspatkalke, Saccocomakalke etc.) sehr häufig vertreten. Diese Fazies sind im hier betrachteten Raum im Tiefbajuvarikum nicht anzutreffen, dagegen im nördlichen Stirnbereich der Lechtaldecke (Falkensteinzug, Vilser Stirnschuppe) typisch entwikkelt.
- Zweitens spricht für einen Transport aus südlichem Liefergebiet, daß sowohl die Häufigkeit der Olisthostrome und Blockbreccienlagen als auch die Klastendurchmesser in der Cenoman-Randschuppe nach Norden abnehmen. Dies ist nördlich von Hindelang belegbar, wo diese tektonische Einheit weiträumig aufgeschlossen ist (Gaupp 1980).

Die größten vollständig aufgeschlossenen Olisthostrome erreichen nördlich von Hindelang eine Ausdehnung von 50×10m im Querschnitt. Die zum Liegenden konvex gewölbte Untergrenze dieser Gebilde ist scharf. Gelegentlich reichen Mergelschlieren der Unterlage flammenförmig in die Blockmassen. Die Obergrenze ist eben und folgt der Schichtung der Umgebung. Seitlich dünnen die Linsen aus und setzen sich manchmal in Kalkarenit- und Breccienlagen über eine gewisse Strecke fort. Ungerundete bis mäßig gerundete Gesteinsbrocken von wenigen cm bis 3m Durchmesser und kantige Blöcke sowie ganze Schichtpakete liegen meist ohne gegenseitige Berührung, unsortiert nach Größe und Gesteinsart, in mergeliger, teilweise feinsandiger Matrix (Abb. 7). Örtlich können Komponenten dichtgedrängt vorkommen, so daß in einem Aufschluß Übergänge von tonreichen Blockbreccien in Olisthostrome zu erkennen sind. Eine Einregelung der Komponenten ist meist nicht festzustellen, abgesehen von großen plattigen Klasten in Kontaktnähe zum umgebenden Sediment. Bei mergelreichen Bildungen nimmt zum Hangenden hin die Größe der Klasten rasch ab und die schlecht sortierten Blockmassen gehen gelegentlich über in dünne Lagen matrixärmerer Breccien und gut sortierter Feinbreccien (Komponenten <1cm) oder werden nur von Mergeln und einzelnen dünnen Breccien und Sandsteinbänkchen überlagert.

In einigen Fällen läßt sich beobachten, daß die größeren Linsenkörper aus einer Serie einzelner Schüttungen zusammengesetzt sind, die in sich jeweils gradiert sein können (Abb. 7).

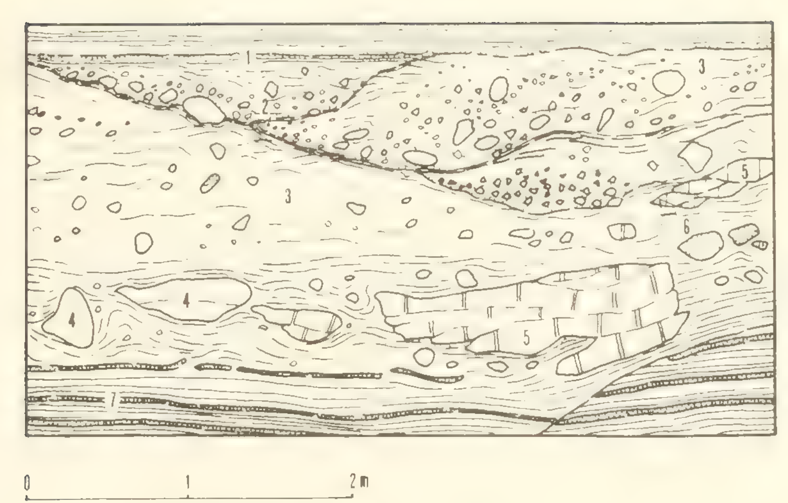


Abb. 7: Ausschnitt aus einem kleineren Olisthostrom der basalen Unteren Branderfleckschichten der Cenoman-Randschuppe (Vraconien).

1 = laminierter Kalkarenit
2 = gradiertes, matrixgestütztes Konglomerat mit vorwiegend Aptychenkalk-Komponenten.
3 = Geröllmergel mit gerundeten Komponenten aus Kalken und Dolomit.
4 = Tithonkalk-Blöcke.
5 = Fleckenkalk-Blöcke (Allgäuschichten).
6 = Quarzkalkpsammite (eingearbeitete Klasten aus der stratigraphischen Unterlage).
7 = dünnbankige Psammite der Oberalb (Losensteiner Schichten).

b) Nördlicher Teil der Lechtaldecke:

Während sich die Branderfleckschichten der Cenoman-Randschuppe ohne Diskontinuität aus den Losensteiner Schichten entwickeln, ist in der nördlichen Lechtaldecke, damit auch im Falkensteinzug (Abb. 2), die Basis der Branderfleckschichten charakterisiert durch das winkeldiskordante Übergreifen auf Trias und Jura.

Dort wo die basalen Abschnitte kalkarenitisch-sandig entwickelt sind (z. B. Weissensee, westlich Füssen), ist der Kontakt zur Unterlage als Transgressionskontakt zu beurteilen. Der Basalabschnitt (I) der Branderfleckschichten ist auf dem Lechtaldecken-Nordrand meist dort erhalten, wo der grobklastische Blockbreccienabschnitt (III) im Hangenden nicht sonderlich mächtig entwickelt ist. Der Basalabschnitt besteht hier aus Kalkareniten, Feinbreccien, massigen Quarzkalkspammiten sowie lokal häufigen Grobbreccien oder Konglomeraten. Der Abschnitt weist eine sehr starke lithologische Differenziertheit und rasche Mächtigkeitswechsel (0–>50 m) auf.

Stellvertretend sei hier der transgressiv über Hauptdolomit liegende Basalabschnitt der Unteren Branderfleckschichten südöstlich des Weissensees bei Füssen beschrieben:

Der in engständiger Klüftung bis 0,5 m tief rot infiltrierte Dolomit oder Kalk der Unterlage zeigt Spaltenfüllungen aus kantigen Dolomitsplittern in dunkelroter, tonig-kalkiger Matrix. Die Oberfläche der Transgressionsfläche ist leicht buckelig, wellig (Abb. 8). Dellenartige Vertiefungen sind mit hornsteinreichem und Hornsteingerölle-führendem Kalkarenit gefüllt. Darüber greifen die basalen, flaserig knolligen, ca. 0,3 m mächtigen Kalkarenit- und Feinbreccienlagen mit reichlich, sehr gut gerundeten, z. T. poliert erscheinenden Hornsteingeröllen bis 5 cm. Diese Gerölle, ebenso wie jene aus den kleinen, konglomeratischen und brecciösen linsenförmigen Einschaltungen im Hangenden, sind manchmal von Epöken (Resten von Austernschalen, Serpelröhren) bewachsen und von Bohrlöchern durchdrungen. Solche Löcher, erzeugt von bohrenden Organismen (hier vermutlich Mollusken), finden sich auch in der Oberfläche des Dolomits.

Die grauen, hellbraun oder ocker anwitternden Kalkarenite gehen lateral und vertikal fließend in Feinbreccien gleicher Zusammensetzung über. Schichtung ist uneben und nur undeutlich zu erkennen. Gröbere Einschaltungen greifen manchmal erosiv und diskordant in ihr Liegendes. Kohlepartikel und Pflanzenhäcksel sind örtlich konzentriert. Die durchwegs gut gerundeten Gerölle in dünnen konglomeratischen Einschaltungen erreichen >10 cm Durchmesser.

Ebenso wie die Breccien und Konglomerate weisen auch die Kalkarenite ausschließlich Komponenten kalkalpiner Fazies auf. Für die Kalkarenite des Basalabschnittes sind honiggelbe oder braune Hornsteinsplitter charakteristisch und geben dem massigen Gestein eine rauhe Verwitterungsoberfläche. Weitere Hauptkomponenten sind Spiculite und Echinodermen-Bioarenite des Jura, Dolosparite und -mikrite, Lump- und Oosparite, sowie Pelmikrite der oberen Trias. Quarz fehlt meist oder ist nur mit wenigen Korn-% vertreten. Noch seltener ist Glaukonit anzutreffen (Tab. 2).

Schwammspiculae und Orbitolinen sind mitunter sehr häufig, weiterhin Gastropoden- und Bivalven-Schalenreste, *Dentalium*, vereinzelt Echinodermenschutt und Lithothamnien-Bruchstücke, seltener solitäre Korallen (umgelagert), Lenticulinen und Textularien.

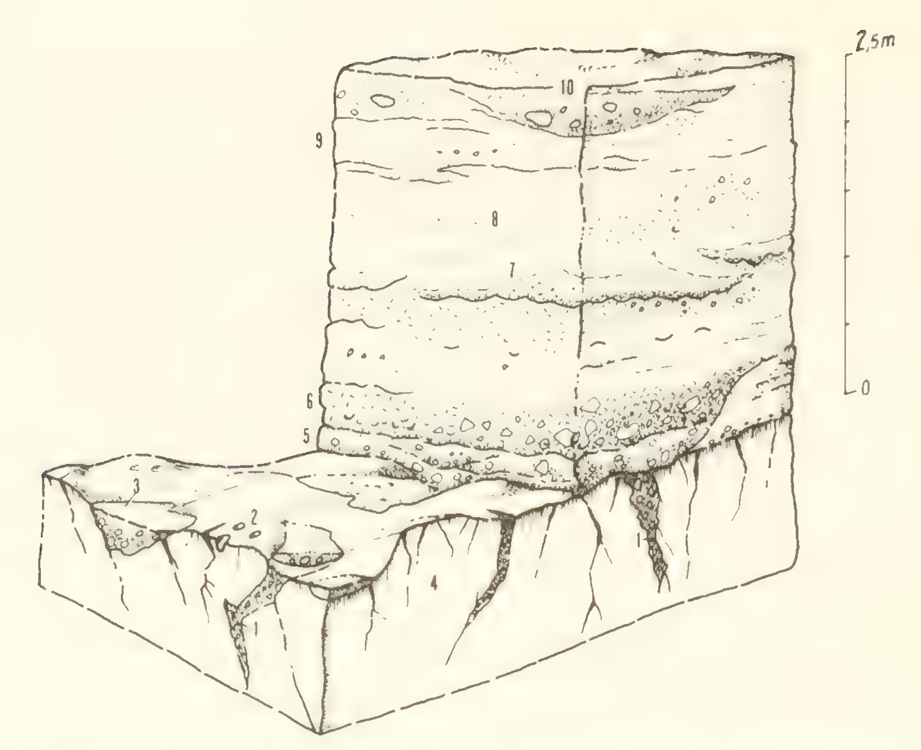


Abb. 8: Schemazeichnung der transgressiven Basis der Branderfleckschichten über Hauptdolomit des Falkensteinzuges, südöstlich Weissensee, Nordhang der Weissenseeberge, 810–830 m NN.
1 = Rote, tonig kalkige, brecciöse Spaltenfüllungen im Hauptdolomit.
2 = Mit rotem, tonig gebundenem Sandstein (Hornsteinsplitter) gefüllte Bohrlöcher.
3 = Vertiefungen in der Dolomitoberfläche, gefüllt mit rotem Hornstein-Dolomitarenit und gut gerundeten Hornsteingeröllen bis 3 cm Ø.
4 = Bis 0,5 cm tief, an dichtstehender Klüftung rot infiltrierter Hauptdolomit.
5 = Kleine Hornsteingerölle führender rotbrauner/ockerfarbener, mittel- bis grobkörniger Dolomit-Kalkarenit.
6 = Kalkfeinbreccien, dolomitreich, lokal etwas gradiert. Gröbere Gerölle mit Epökenbewuchs (Austern) und Bohrlöchern, Molluskenschill.
7 = Quarzführender feinkörniger Kalkarenit (-psammit).
8 = Örtlich orbitolinenreicher Kalk-Dolomitsandstein, teilweise Feinbreccien mit freischwimmenden Dolomitbruchstücken.
9 = Tonreicher, schmutzig-grauer Quarzkalksandstein mit reichlich kohligen Partikeln.
10 = Flache, rinnenförmige Vertiefungen, gefüllt mit resedimentierten Kalk-Dolomitareniten und reichlich Schalenbruchstücken von Mollusken.

Hohe Gehalte an kohligem Pflanzenhäcksel geben den Kalkareniten gelegentlich dunkelgraue Färbung.

Die häufigsten Korndurchmesser (Modalwerte) schwanken zwischen 0,2 und 1,0 mm. Komponenten >0,5 mm sind oft kantengerundet bis sehr gut gerundet. Der Matrixgehalt ist gering (<5–20%), der Zement besteht aus sparitischem Calcit.

Die gebankten und teilweise gradierten Kalkarenite der Unteren Branderfleckschichten aus der Cenoman-Randschuppe sind bei gleichem Komponentenbestand tonmatrixreicher und schlechter sortiert.

Lediglich in kleinen Linsen von feinerkörnigen, quarzführenden Kalkareniten ließen sich ausreichende Schwerminerale für Analysen finden. Der Anteil stabiler transparenter Minerale ist hoch, die Rundung besonders des Zirkon ist deutlich besser als in allen anderen Abschnitten der hier betrachteten Kreideserien. Zusammensetzung und Kornrundung der in diesen Psammiten vorliegenden Picotit-Turmalin-Zirkon-Assoziation scheint auf ein Restspektrum hinzuweisen, das aus der Aufarbeitung älterer Sandsteine hervorging (Gaupp 1980).

In vergleichbarer Fazies ist die Basisfolge der Branderfleckschichten außerhalb des Arbeitsgebietes am Vestbühl westlich Eschenlohe (Bohrprofilbeschreibung in Doben 1976), am Rauheckkopf (Müller-Deile 1940), am Fuchseneck/Jachenau (Schmidt-Thomé 1950), am Wildbarren/Regau („Untere Serie“ von Osswald 1961–66; Wolff 1968) und am Kalvarienberg von Hölzelsau/Niederaschau (Rahman 1967) entwickelt. Vergleichsproben und Schliffe bestätigen die ähnliche lithologische Ausbildung.

Hinweise auf das Alter dieses Abschnittes geben die Untersuchungen von Immel (1979), der in den Mergeln des

Lichtenstättgrabens, die dort wie üblich die arenitische Basalfolge überlagern, mit dem Fund eines *Turrilites (Hypoturrilites) carcitanensis* (MATHERON) Untercenoman nachweisen konnte. Die liegenden Feinbreccien und Kalkarenite haben demnach höchstens untercenomanes Alter oder reichen noch in das Vraconien. EL NOOR (1966) wies in den Branderfleckschichten südlich Unterjoch mit *Mortoniceras (Pervinqueria) arrietiforme* cf. *compressum* (HAAS) Oberalb-Alter nach; allerdings handelte es sich hier um ein Lesestück. Mergelproben lieferten Alter von Untercenoman (EL NOOR 1966). Orbitolinenführende Sandsteine und Feinbreccien in stratigraphisch entsprechender Position östlich von Ohlstadt werden von WEIDICH (1980) der *brotzeni*- und *reicheli*-Zone zugeordnet.

Eine strenge Gleichzeitigkeit transgressiver Bildungen über große Räume kann kaum gefordert werden. Trotzdem kann aus dem Aufgezeigten für die Basalfolge der Branderfleckschichten ein Untercenoman (evtl. noch Oberstalb)-Alter abgeleitet werden.

2. Unterer Mergel-Abschnitt (II):

In der Falkensteinzug-Mulde südlich Unterjoch (CUSTODIS & SCHMIDT-THOME 1939) im Falkensteinzug südlich und südöstlich Weissensee und im weiteren Verlauf des Großen Muldenzuges und teilweise des Synklinoriums der Lechtaldecke nach Osten, lagert über der Basalfolge (I) ein bis >50m mächtiges Paket braungrauer, kalksandiger Mergel mit Einschaltungen von Kalkareniten (teilweise quarzführend, wenig Chromspinell) und dünngebankten Feinbreccien.

Es handelt sich nach Korngrößenverteilungen und Mineralogie (Tab. 1) um schlecht sortierte, schwach sandige, wenig chloritführende illitische Mergel. Die etwas gröberklastischen Einschaltungen entsprechen lithologisch den vergleichbaren Gesteinen des Basalabschnittes I. Im Hangenden zeigen Sandstein- und Feinbreccienbänke jedoch zunehmend bessere Gradierung sowie kleinmaßstäbliche Schrägschichtung und Sohlflächenmarken (flute casts, loadcasts). Diese Mergel, für die EL NOOR (1966) Untercenoman nachwies, sind mit den Mergeln aus OSSWALD's ,,Mittlerer Serie" (1961–1966) parallelisierbar, für die OSSWALD Mächtigkeiten bis >100m angibt.

RAHMAN (1967) gibt für Faunen, die über der oben genannten Kalkarenit-Basalfolge des Hölzelsauer Kalvarienberges gefunden wurden, obercenomanes Alter an, belegt durch *Acanthoceras rhotomagense* (DE FLANDRE). WEIDICH (1980) ermittelte für den ähnlich entwickelten Profilabschnitt der Branderfleckschichten östlich Ohlstadt ein mittel- bis obercenomanes Alter *(reicheli-* und *cushmani*-Zone).

3. Blockbreccien-Abschnitt (III):

Über dem Unteren Mergelabschnitt der Branderfleckschichten des Lechtaldecken-Nordrandes setzt abrupt eine z. T. über 150m mächtige Folge von Blockbreccien ein.

In Anlehnung an OSSWALD (1929, 1959, 1966) werden hier grobe Breccien mit Komponentengrößen >2cm bis mehrere m als ,,Blockbreccien" bezeichnet. Diese Grobklastika treten sowohl strukturiert als auch strukturlos chaotisch auf. Ihr überwiegender Teil ist ungeschichtet massig und völlig unsortiert mit Komponentendurchmessern von wenigen mm bis >20cm. Häufig sind übergroße Klasten und teilweise ganze Schichtpakete von mehreren Metern bis Zehnermetern. Die Komponenten sind ungerundet oder kantengerundet. Matrix fehlt meist oder ist nur stellenweise in Form von rotem, seltener grauem, kalksandigem Mergel vertreten. Zwickel werden oft von feinerem Detritus der angrenzenden Klasten gefüllt.

Strukturierte Blockbreccien zeigen Andeutung von Bankung mit Mächtigkeiten von 1 bis 2 m. Inverse und normale Gradierung und gelegentlich großmaßstäbliche Schrägschichtung mit bis zu 30% Neigung der Schichtungsblätter sind zu beobachten. Gestreckte und plattige Komponenten sind schichtungsparallel eingeregelt. Laterale Übergänge von Blockbreccien in feinkörnige Breccien mit multipler Gradierung sind selten erkennbar.

An Komponenten sind kalkalpine Schichtglieder von Obertrias bis Mittelkreide vertreten:

- Oberer Wettersteinkalk des Karn (det. Dr. OTT) mit: *Endothyranella* cf. *wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Trochammina* cf. *almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Ophthalmidium tricki* (LANGER).
- Hauptdolomit herrscht im Komponentenspektrum meist vor.
- Obertriaskalke (Oo-Biointrasparite mit Involutinen, Thecosmilienkalke, Lumachellenkalke etc.).
- Lias- und Dogger-Echinodermen-Biosparite.
- Calcilutite mit Crinoidenbruchstücken (Bunte Liaskalke).
- Lias- und Dogger-Kieselkalke (Spiculite).
- Fleckenkalke des Jura sind relativ selten anzutreffen.
- Calpionellenkalke, Tithonflaserkalke, *Saccocoma*- und Filamentkalke des höheren Dogger und des Malm sind in den grobklastischen Bildungen der nördlichen Lechtaldecke sehr selten. Ihr Anteil liegt im Durchschnitt weit unter 1%. Dagegen bilden diese Kalke zusammen mit weiteren Jurakalkkomponenten einen erheblichen Teil der Olisthostrome der Cenoman-Randschuppe (Untere Branderfleckschichten zwischen Ammergebirge und Iller).
- Brecciöse Jurakalke (Fleckenkalke und rote Liaskalke mit Hauptdolomit- und Kieselkalkextraklasten).
- Mergelfetzen und Kalk-Quarzsandsteine aus den liegenden Abschnitten I und II der Branderfleckschichten sind wechselnd häufiger Bestandteil der Blockbreccien.

Unterkreidekalke konnten in den Klastika der Unteren Branderfleckschichten noch nicht sicher belegt werden.

Exotische Komponenten sind in den klastischen Sedimenten der Unteren Branderfleckschichten nicht vertre-

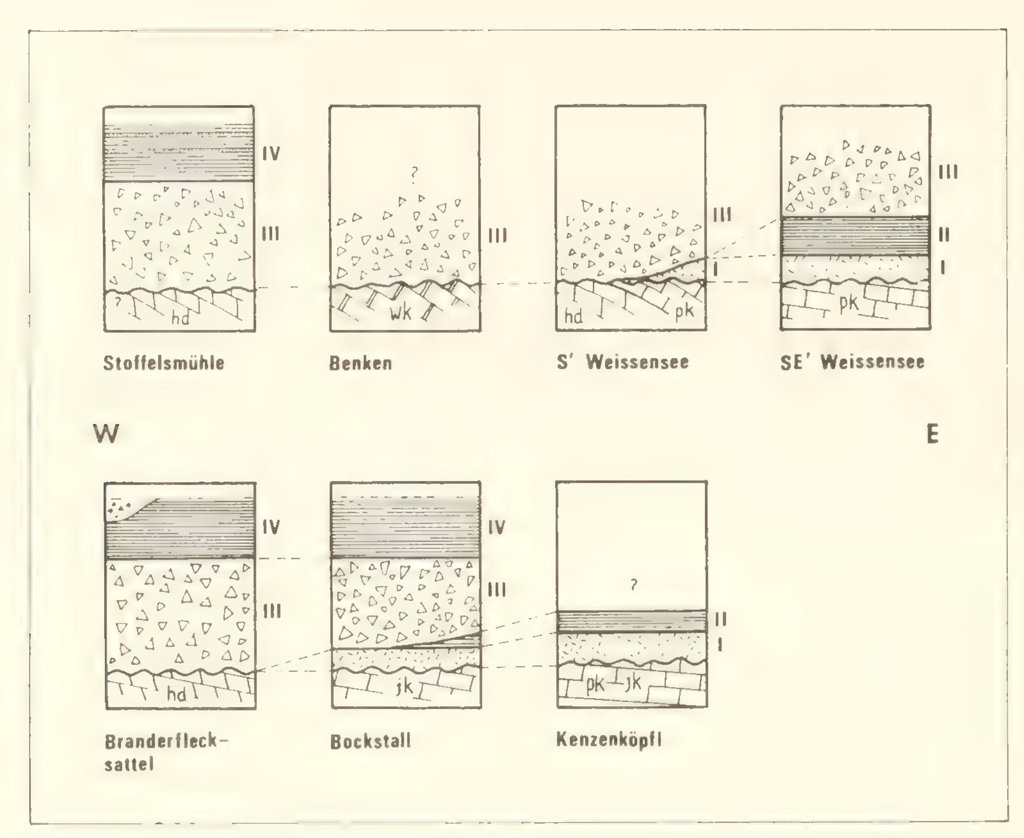


Abb. 9: Schematische Übersicht der einzelnen Abschnitte der Branderfleckschichten und ihre räumliche Beziehung (ohne Maßstab). Erläuterungen im Text. Lokalnamen siehe Anlage 1.
hd = Hauptdolomit, wk = Wettersteinkalk, pk = Plattenkalk, jk = Jura-Kieselkalke.

Alter grobklastischer Sedimente	Anteile der Komponenten aus TRIAS	JURA	MITTELKREIDE
4. Turon	vorherrschend bis ausschließlich	untergeordnet / selten	vorherrschend bis ausschließlich / untergeordnet
3. Höheres Cenoman	vorherrschend bis ausschließlich	untergeordnet	untergeordnet
2. Vraconien/ Untercenoman	vorherrschend bis ausschließlich	vorherrschend bis ausschließlich	selten
1. Vraconien (Cenoman-Randschuppe)	untergeordnet / selten	vorherrschend bis ausschließlich	selten

- vorherrschend bis ausschließlich
- untergeordnet
- selten

Abb. 10: Zusammensetzung von Blockbreccien und Olisthostromen der Branderfleckschichten.

ten. Der Detritus besteht aus dem kalkalpinen Sedimentmaterial der Lechtaldecke selbst.

Lediglich im obersten Teil des Blockbreccienabschnittes, an der Grenze zu den Oberen Branderfleckschichten, wurden zwei Rhyolith-Gerölle gefunden.

Soweit Sedimentstrukturen in den Blockbreccien (z. B. Schrägschichtung, Imbrikation) eine Festlegung der Transportrichtung erlauben, kann wenigstens für einen Teil dieser Bildungen eine Herkunft aus nördlichen Richtungen gefolgert werden, also von Nordrandbereichen der Lechtaldecke, die heute erosiv entfernt sind.

In Profilen mit relativ geringmächtig entwickeltem Blockbreccienabschnitt (Abb. 9) sind sowohl der Basalabschnitt I als auch die Pelite/Psammite des Abschnittes II erhalten.

Mit zunehmenden Blockbreccienmächtigkeiten greift der Abschnitt III immer tiefer in die liegenden Sedimente, bis schließlich unter Ausfall von Abschnitt I und II die Transgressionsbasis über kompetenten Trias- bzw. Juragesteinen erreicht ist.

Ob das Fehlen der liegenden Abschnitte unter den Blockbreccien bis hinab auf die Transgressionsunterlage allein auf basal erodierende Wirkung der Blockschuttmassen zurückzuführen ist, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Überall dort, wo die mächtigen Blockbreccien auf Trias/Jura-Gesteine hinabreichen, ist kein Transgressionkontakt im eigentlichen Sinne entwickelt.

Von einer „jüngeren Konglomeratserie" über den Mergeln der Falkensteinzug-Mittelkreide berichteten bereits Custodis & Schmidt-Thome (1939). Neben Reum (1954) beschreibt auch Osswald (1966) aus der Lechtaldecke des Wendelsteingebietes eine hangende Grobbreccienserie, die er als „obere klastische Serie" bezeichnet. Seine Beobachtungen, daß diese Blockbreccien vor allem aus Hauptdolomit und resedimentiertem Cenoman bestehen, kaum Jurakomponenten enthielten, deckt sich völlig mit den hier gemachten Beobachtungen (Abb. 10). Vermutlich liegen auch im Synklinorium zwischen Hochplatte und Roßstein ähnliche stratigraphische Verhältnisse vor, wo Blockbreccien im Hangenden von Kalkareniten und einer geringmächtigen Mergelfolge auftreten, ebenso wie in der Jachenau (südlich Höfen und Fuchseneck; Lutyj-Lutenko, 1951).

Die zeitliche Fixierung der erosiven Basis der Blockbreccienserie im Arbeitsgebiet ist schwer möglich. Möglicherweise sind jüngste Pelite unter den Grobklastika noch Obercenoman. Die Cenoman/Turongrenze fällt vermutlich in oder knapp unter die Blockbreccienserie, denn Mergelzwischenlagen und erste überlagernde Mergel lieferten Mikrofaunen von Obercenoman-Unterturon bzw. Turon.

Damit wäre ein Großteil der in den amtlichen geologischen Karten als Cenoman verzeichneten Sedimente bereits zum Turon zu stellen.

In der Cenoman-Randschuppe setzt sich während des höheren Cenoman die Mergelsedimentation fort, episodisch unterbrochen von Einschüttungen kalkarenitischen und feinbrecciösen Materials (Gaupp 1977).

Die stratigraphische Position von Blockbreccienlagen und Olisthostromen in den Branderfleckschichten dieser tektonischen Einheit ist nicht immer eindeutig definierbar. Die Komponentenzusammensetzung solcher Grobklastika in der Cenoman-Randschuppe nördlich Hindelangs legt jedoch nahe, daß dort fazielle Äquivalente des Blockbreccienabschnittes III vorliegen.

Daß die „Kalkschollen" in der Cenoman-Randschuppe nördlich Hindelangs vermutlich Olistholithe darstellen, erwähnt bereits M. Richter (1970). Allerdings handelt es sich nicht um „Kalk"-Olistholithe, sondern um umgelagerte Riesenschollen von polymikten Blockbreccien.

2.3.2.2 Obere Branderfleckschichten (Abschnitt IV)

Oberer Mergel-Abschnitt (IV):

Über den Blockbreccien (III) des Lechtaldecken-Nordrandes setzt abrupt eine Pelitfolge ein, die überwiegend aus grauen, grünen und rötlichbraunen Ton- und Siltsteinen besteht.

An der Typlokalität im Branderflecksattel (Nordseite) werden die Blockbreccien zunächst von ca. 2 m mächtigen Quarz-Kalkpsammiten und teilweise gradierten Breccien überlagert (Abb. 11).

In den bunten Peliten sind Sandsteine, Geröllmergel, chaotische Block-Mergelmassen (Olisthostrome) und matrixreiche Grobbreccien bzw. Konglomerate eingeschaltet.

Während die Unteren Branderfleckschichten ausschließlich aus kalkalpinen Komponenten (in Lechtaldekke-Nordrandfazies) aufgebaut werden, treten nun in bedeutendem Maße allothigene Komponenten hinzu, die nicht aus dem Ablagerungsraum selbst stammen, sondern von einem entfernter im Norden gelegenen Liefergebiet abgeleitet werden müssen.

Nach Kornverteilung und Mineralogie (Tab. 1) sind die Pelite dieses Abschnittes als siltige, sandfreie bis schwach sandige, wenig Chlorit und Feldspat führende illitische Tonmergel und Mergel anzusprechen.

Bis >5 m mächtig werdende Geröllmergel entsprechen nach ihrem Internbau den „Rosinenmergeln" der Losensteiner Schichten. Stark abweichend ist jedoch der Bestand an klastischen Komponenten.

Tonmatrixreiche Grobbreccien, Geröllmergel, Olisthostrome und die seltenen Konglomerate enthalten neben Klasten kalkalpiner Fazies (Wettersteinkalk bis Mittelkreidekalkarenite) vor allem allothigene Komponenten.

Folgende Klasten sind nachzuweisen:

a) Trias- und Jura-Gesteine in kalkalpiner Fazies:

- Dolosparite, Dolomikrosparite, dolomitische Biosparite und Dismikrite;
- fossilfreie Kalkmikrite und -dismikrite;

- Spiculite (Hornstein, Kieselkalke);
- Echinodermen-Biosparite;
- Radiolarite, Radiolarienkalkmikrite;
- Calpionellen- und Cadosinenkalkmikrite;
- Filamentkalke mit Radiolarien;

b) Malmkalke in Flachwasserfazies:

- Biopellumpsparite; oolithische Biosparite; Pelintralumpsparite mit Korallen-, Poriferen-, Echinodermen-, Mollusken- und Bryozoenfragmenten und *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Tubiphytes* cf. *morronensis* CRESCENTI, *Bacinella irregularis* RADOICIC.

c) Biogene Unter- und Mittelkreidekalke:

Diese Riff- und Riffschuttkalke sind die markantesten Klasten in Olisthostromen der Oberen Branderfleckschichten. Sie erreichen Blockdurchmesser von gelegentlich mehr als 1 m.

- Es handelt sich meist um biogene Kalkrudite und Biointrasparudite (Taf. 14), bestehend aus bis 5 cm großen Bioklasten von
  Stromatoporen- (Chaetetiden-) und Korallenstökken,
  Gastropoden,
  Rudistenschalen.
  Die Klasten sind oft stark korrodiert, angebohrt, mikritisiert und algenumkrustet *(Ethelia alba*, Corallinaceen, ?*Cayeuxia)*. Mikritische bis feinkalksandige Matrix enthält Echinodermen-, Korallen-, Bryozoen-, Solenoporen- und Molluskenfragmente neben Lumps und feinen Quarzpartikeln.
- Biolithite bestehen aus biomorphen Blöcken von scleractinen Korallen (*Thamnasteria* sp., *Isastrea* sp., ?*Trochosmilia* sp. etc.), von Chaetetidenstöcken und Rotalgenknollen.
  In mikritischen und biosparitischen Kalkblöcken konnte ich *Radiolites* sp. und *Hippurites* sp. finden. Artbestimmungen konnten nicht durchgeführt werden. Von Hippuriten-Funden in den Ammergauer Bergen berichteten SÖHLE (1899) und ZACHER (1964). Ob hier tatsächlich wie vermutet höheres Oberturon oder gar Coniac/Santon vorliegt, kann noch nicht beurteilt werden. Alle Mikrofaunenproben aus der Umgebung solcher hippuritenführender Block-/Mergelmassen ergaben Turon-Alter, meist mit Hinweisen auf unteres Turon. Zu beachten ist auch, daß die Hippuriten Bestandteile schon verfestigter älterer Gesteine sind, die in turonen Mergelmassen umgelagert wurden.
  Detaillierte paläontologische Untersuchungen dieser faunenreichen Turon-Klastika werden darüber sicher noch Aufschluß geben.

d) Psammit-, Breccien- und Konglomerat-Komponenten:

- Häufig in Blockmassen der Oberen Branderfleckschichten sind quarzführende Kalkarenite und Kalk-Dolomit-Hornstein-Feinbreccien (z. T. sehr reich an Orbitolinen), wie sie in basalen Abschnitten der Unteren Branderfleckschichten typisch sind.
  Zwei Blockbreccienlagen der Unteren Branderfleckschichten bestehen überwiegend aus diesen Kalksandsteinen.
- Sehr verbreitet sind auch Kalk-Konglomerate, deren Komponenten den unter c) erwähnten Riffschuttkalken gleichen.
  Die Matrix solcher Konglomeratblöcke ist schwarzgrüner, toniger Quarzkalksandstein, reich an chloritischem und serpentinitischem Detritus. Die Klasten in derartigen Konglomeratblöcken sind oft mehrmals umgelagert und zementiert worden.
- Serpentinitreiche Grauwacken sind als Blöcke bis 1 m Größe in den Olisthostromen der Oberen Branderfleckschichten zu finden (z. B. Branderflecksattel).
  Es sind massige, strukturlose, sehr dunkle und grobkörnige Sandsteine. Sie sind porös und relativ wenig diagenetisch verfestigt. Die Rundung, besonders der Serpentinit-Partikel, ist sehr gut. Quarzgehalte sind sehr gering, Picotit und Magnetitgehalte dagegen ungewöhnlich hoch (bis $>1\%$).

e) Allothigene kristalline Gerölle:

Kristalline Gerölle sind in Olisthostromen der Oberen Branderfleckschichten zwar regelmäßig aber mengenmäßig völlig unbedeutend vertreten.

Etwas häufiger sind diese Komponenten in den Geröllpeliten, die sich von den kleineren Olisthostromen lediglich durch Zurücktreten oder Fehlen von kantigen Klasten unterscheiden.

Schwarze und „düsterrote“ Quarzporphyre werden von KOCKEL et. al. (1931) als exotische Gerölle in den hier bearbeiteten Sedimenten angegeben. Ich konnte neben diesen schwarzen und roten auch bräunliche und graue Rhyolithe, neben ebenfalls extrem gut gerundeten Hornsteinen und Kieselkalken sowie seltenen hellgrauen Quarzitgeröllen, feststellen. Die in den Albkonglomeraten so häufigen grünen Quarzporphyre fanden sich nicht.

Deutlich fällt die Armut des Spektrums an allothigenen kristallinen Geröllen in den Branderfleckschichten gegenüber den Losensteiner Schichten auf. Doch weist außer den ähnlichen Rhyolithgeröllen, den neritischen Malm- und Unterkreidekalken auch das abermalige Auftreten von ultrabasischem Detritus im Turon auf eine mögliche Identität der Liefergebiete hin.

Psammite der Oberen Branderfleckschichten:

Im Oberen Mergelabschnitt der Branderfleckschichten, sowohl des Lechtaldecken-Nordrandes als auch der Cenoman-Randschuppe, sind häufig Sandsteine (Taf. 13) eingelagert mit gut entwickelten Turbidit-Internstrukturen (BOUMA-Abfolgen T_{abcde}, T_{acde}, T_{cde}) und Sohlmarken (Strömungs- und Belastungsmarken). Verschmelzung mächtiger Bänke ist gelegentlich zu beobachten.

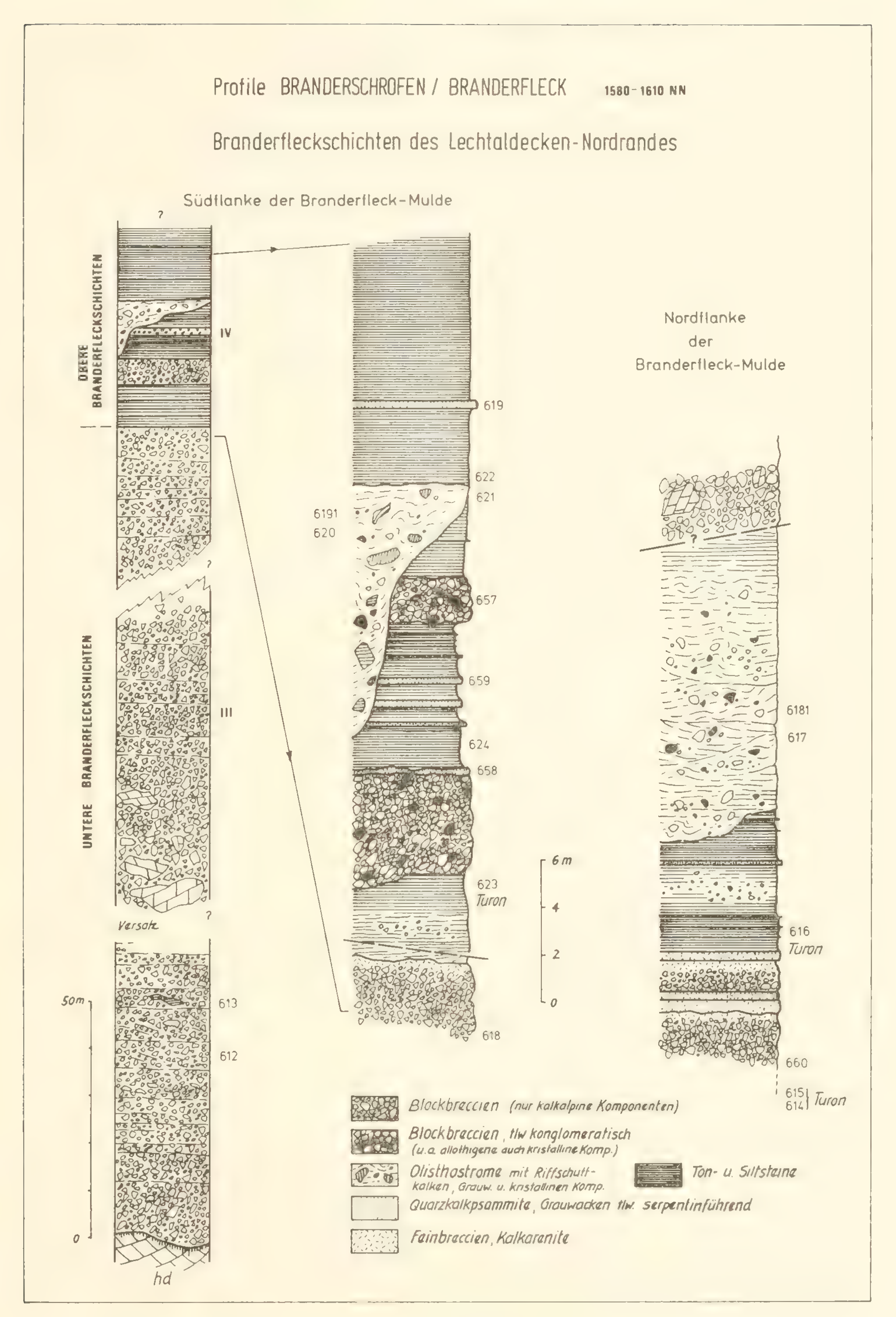


Abb. 11: Stratigraphische Profile der Branderfleckschichten des Branderflecksattels (Typlokalität, südsüdwestlich des Branderschrofengipfels, Hohenschwangauer Alpen).

Die gradierten Sandsteine (Grauwacken, Tab. 2) führen in ihren basalen Lagen oft kantige Karbonatgesteinsbruchstücke und ultrabasischen Detritus (Serpentinit) bis >0,5 cm. In den mittleren Abschnitten der Bänke liegen die häufigsten Korngrößen im Mittelsandbereich, die Tops der Bänke zeigen Übergänge zu Grob- und Feinsiltfraktion.

Die Matrixgehalte der kalkig gebundenen Psammite sind relativ gering (5–19%), ihr Sortierungsgrad ist mäßig bis schlecht.

Quarzgehalte liegen bei 3–15%.

Ähnlich gering sind auch die Anteile anderer siliziklastischer Partikel, die von sauren Gesteinen abzuleiten wären. Dagegen liegt der Anteil an Serpentin- bzw. Serpentinitbruchstücken bei 6–45%.

Hohe Chloritgehalte und extrem hohe Picotit-Anteile der Schwermineralfraktion (Gaupp 1980) sind auf die ultrabasischen Ausgangsgesteine des Detritus zurückzuführen.

Internstrukturen und Sohlflächenmarken dieser Psammite belegen zumindest im Ammergebirge einen Sedimenttransport aus nördlichen Richtungen (Gaupp 1980). Internbau und Geometrie von Olisthostromen und Grobbreccien entsprechen ähnlichen Bildungen der Unteren Branderfleckschichten.

Stratigraphische Reichweite des Oberen Mergelabschnittes (IV):

Die Basis der Oberen Branderfleckschichten liegt allen hier untersuchten Mikrofaunenproben zufolge bereits im (? unteren) Turon. Die stratigraphische Obergrenze dieser Turbidit-Olisthostrom-Serie ist entweder durch junge Abtragung unkenntlich geworden, oder sie ist tektonisch bedingt durch Abscherung und Abdeckung unter lechtaldeckeninternen Verschuppungen. Für eine genauere Festlegung der jüngsten Sedimente der Oberen Branderfleckschichten reicht das vorliegende Material nicht aus. Für rote Tonsteine in analoger stratigraphischer Position der Branderfleckschichten östlich von Ohlstadt wird von Weidich (1980) eine Mikrofauna der Marginotruncana coronata Zone (oberes Turon) angegeben. Nach Müller (in Gaupp et al. 1981) reichen Pelite der Oberen Branderfleckschichten in den Ammergauer Alpen in das obere Turon. Ebenso führen Immel et al. (1981) aus Mergeln der Branderfleckschichten im Ammergau (Dreisäulergraben) planktonische Foraminiferen des Oberturon *(schneegansi*-Zone) an. Daß auch westlich des Lech noch (?) höheres Turon vertreten sein könnte, wird durch eine Globotruncanenfauna aus einer Probe bräunlich-grauer Mergel direkt südwestlich der Kalkscholle des Rappenschrofen bei Pfronten nahegelegt (Gaupp 1980).

2.3.3 Verbreitung der Branderfleckschichten

Ihre Hauptverbreitung liegt am Nordrand der Lechtaldecke (Falkensteinzug, Großer Muldenzug, Synklinorium).

Während sie dort diskordant – transgressiv auf Trias und Jura liegen, folgen sie im Tiefbajuvarikum der Cenoman-Randschuppe ohne erkennbare Schichtlücke über den Losensteiner Schichten. In der Allgäudecke innerhalb des Arbeitsgebietes wurden keine Branderfleckschichten mehr abgelagert. In ihr schließt die Sedimentation mit dem Vraconien ab (Abb. 12).

Anders liegen die Verhältnisse in den westlichsten Nordkalkalpen (Vorarlberg). Dort ist die stratigraphisch-fazielle Unterscheidbarkeit von Lechtaldecken-Nordrand und Allgäudecke aufgehoben. Weder ist der Nordrand der Lechtaldecke durch die weiter östlich typische Schwellennatur während des Jura charakterisiert, noch ist dort die grobklastische transgressive Fazies der Branderfleckschichten des Cenoman vertreten. Im Gegensatz zu den Verhältnissen im Osten trägt die tiefste Teilschuppe des Ostalpins südlich des Großen Walsertales (Zitterklapfen-Schuppe der Allgäudecke), über Tannheimer und Losensteiner Schichten noch olisthostromatische Bildungen des Vraconien/? Untercenoman (Otte 1972), die mit gleichalten klastischen Einschaltungen der Cenoman-Randschuppe zwischen Ammer und Iller parallelisiert werden können. Der Komponentenbestand der Allgäudecken-Olisthostrome weicht insofern von dem der frühesten Block/Mergelbildungen der Cenoman-Randschuppe ab, als in ersterer nur Jura (und ? Unterkreide) in Beckenfazies umgelagert wurde.

Ohne genauere altersmäßige Festlegung der klastischen Mittelkreide Vorarlbergs (Postelkopf, Mohnenfluh und Hochberg-Synklinale; Jacobshagen & Otte 1968, Risch 1971, Otte 1972) kann diese nicht mit den Branderfleckschichten in Beziehung gebracht werden, obwohl fazielle Verwandtschaft sicher vorliegt.

3. DAS ABLAGERUNGSMILIEU DER MITTELKREIDE-SERIEN

3.1 TANNHEIMER- UND LOSENSTEINER SCHICHTEN

Bisherige Vorstellungen:

Das Vorherrschen gröberklastischer Ablagerungen in der Mittelkreide mit offensichtlichen Strandbildungen (etwa in der Lechtaldecke) und häufigen Flachwasserfossilien, hat sehr früh den Eindruck entstehen lassen, es handle sich bei der Gesamtheit der Sedimente dieser Zeit nur um meist strandnahe Flachwasserablagerungen.

So sieht Zeil (1955, 1956, 1957) in Resedimentationen („Aufarbeitungen in Strandzonen"), in der Einschwemmung pflanzlicher Partikel, in Gefügemerkmalen der Psammite (Fließwülste, interne Fältelungen), in groben Breccienbildungen und Fossilschuttbreccien deutliche Anzeichen einer Sedimentation im

Seichtwasserbereich einer marinen Strandzone. Hierbei wird weder nach stratigraphischer noch regionaler Position der Mittelkreidesedimente differenziert. Ähnlich verfährt K. MÜLLER (1967, 1973) in seiner Bearbeitung der Losensteiner Schichten der Cenoman-Randschuppe. Nach seiner Anschauung deuten z. B. Gefügemerkmale auf Seichtwasserbildungen hin, „die im flachen Randbereich der Geosynklinale durch langdauernde Ruhigwasserfazies mit episodischen Unterbrechungen (Küstenaufarbeitungen, Deltaeinschüttungen vom tieferen Festland, submarine Umlagerungen) gekennzeichnet sind" (1967). Diesen Vorstellungen haben sich fast ausschließlich alle Bearbeiter der Mittelkreideserien angeschlossen. So folgert WOLFF (1970) für die Mergel der Losensteiner Schichten aufgrund von Gastropoden und anderen Flachwasserorganismen ein litorales Ablagerungsmilieu, ohne auf die Allochthonie der Fauna weiter einzugehen. Wiederum aus Beurteilung eingelagerter Fossilien kommt KOLLMANN (1968) für die Losensteiner Schichten zum Schluß, daß es sich um ausgesprochene Flachseeablagerungen handeln müsse.

Lediglich LÖCSEI (1974) hat Zweifel am „Seichtwassercharakter" der Losensteiner Schichten, vor allem aufgrund der vorhandenen Lebensspuren.

Ein weiterer Punkt, um den sich seit langem (GEYER 1909) Diskussionen ranken, ist die Frage, ob in den Mittelkreideablagerungen „Flyschfazies" (z. B. LEUCHS 1947, KALLIES 1961, FAHLBUSCH 1964, PREY 1968), „flyschähnliche" Fazies (z. B. KRAUS 1941), „flyschoide" Ausbildung (TOLLMANN 1976a, LÖCSEI 1974) oder überhaupt keine Flyschfazies vorliegt (ZEIL 1955, 1956; M. RICHTER 1970; OTTE 1972; K. MÜLLER 1967, 1973).

Im folgenden wird versucht aufzuzeigen, daß eine Beurteilung des Ablagerungsmilieus der Tannheimer und Losensteiner Schichten allein aufgrund der eingelagerten Faunenreste ohne Beachtung der so häufigen Spuren gravitativer Sedimentumlagerungen nicht möglich ist. Selbst petrographische Beobachtungen wurden unter dem Eindruck allgemein herrschender Vorstellungen fehlinterpretiert.

Zu Bathymetrie und Fazies:

Aussagen über die paläobathymetrischen Verhältnisse während Apt und Alb im Tiefbajuvarikum können sich auf Beobachtungen der Ichnofazies, der sedimentpetrographischen Merkmale und auf die Sedimentationsraten stützen.

Seit REISER (1920) finden sich in der Literatur Vermerke über Lebensspuren in den Mittelkreidesedimenten. Neben häufigen Chondriten, vor allem in der fleckigen Mergelserie der Tannheimer Schichten wurden wiederholt parkettierende Lebensspuren großer Gastropoden (OTTE 1972) beschrieben, die LÖCSEI (1974) als *Scolicia* bzw. *Palaeobullia* identifizierte. RISCH (1971) erwähnt *Helminthopsis sinuosa* AZPEITIA aus Mergeln der Krähenwand. HUCKRIEDE (1958) gibt aus den fucoidenreichen Kreideschiefern *Phycopsis targioni* BRGT. an. Außer mäandrierenden Lebensspuren in den feinsandarmen dunklen Peliten konnte ich im Häusellochbach nördlich Hindelang den Abdruck eines „Wabenmusters" von *Paläodictyon* finden.

Aus dem Vorherrschen horizontal organisierter, oft mäandrierender oder parkettierender Lebensspuren darf für die Apt-Alb-Sedimente auf ein Ablagerungsmilieu in größerer Wassertiefe geschlossen werden (vgl. SEILACHER in LÖCSEI 1974). *Paläodictyon* neben mäandrierenden *Scolicia* und anderen parkettierenden Spurenfossilien deuten nach SEILACHER (in BASAN 1978) auf die *Nereites* Assoziation hin, die auf bathyale bis abbysale Bereiche beschränkt ist. Chondriten sind nicht diagnostisch. Bei einem Teil der Fucoiden in den Albmergeln dürfte es sich um *Zoophycos* handeln, was auf mittlere Tiefen (? Bathyal) hinweisen könnte.

Nach sedimentologischen Aspekten wurden Geröllpelite und andere Mergelresedimente als Seichtwasserindikatoren gedeutet (z. B. ZEIL 1955). Die sedimentologische Literatur über derartige Bildungen verweist deren überwiegende Mehrzahl nicht in flachmarine Bereiche, sondern in die Nähe des Kontinentalanstiegs, also in größere Wassertiefen (z. B. STANLEY & UNRUG 1972). Die Häufigkeit gravitativer Sedimentumlagerungen ist keineswegs typisch für Flachwasserbereiche, sondern deutet zunächst nur auf das Vorhandensein eines „Paläogefälles" hin. Daß gröberklastische Sedimente im Tiefwassermilieu gebildet werden können, wurde früher nicht für wahrscheinlich gehalten. Ergebnisse meeresgeologischer Untersuchungen belegen aber die Existenz von Geröllschüttungen bis in abyssale Tiefen über sehr große Entfernungen (COUGH & HESSE 1976). Strukturelle Studien an grobklastischen Tiefwasserbildungen sind noch relativ jung. Doch deuten nach WALKER (1975c, 1978) typische Geröllimbrikationen auf Tiefwasserkonglomerate hin, wie sie in den „exotikaführenden" Konglomeraten der Losensteiner Schichten gelegentlich zu erkennen sind.

Auch aus dem völligen Fehlen typischer Flachwasseranzeichen, wie grobmaßstäbliche Schrägschichtung wechselnder Orientierung, Oszillationsrippeln und Großrippeln, gute bis sehr gute Sortierung in Sandsteinen, Trokkenrisse usw. (vgl. PETTIJOHN et al. 1973, HECKEL in RIGBY & HAMBLIN 1972) läßt sich ableiten, daß Tannheimer und Losensteiner Schichten keinem „Seichtwassermilieu" entstammen.

Funde von Flachwasser-Makrofaunen sind auf Pelite beschränkt, die bei genauerer Untersuchung erkennen lassen, daß sie aus Gleitmassen bzw. Resedimentationen (z. T. Schlammturbiditen) hervorgegangen sind (höherer Sandgehalt, Gerölle, Einschlüsse von Mergelschollen, Wickelschichtung usw.). In keiner einzigen Pelitprobe ohne diese Merkmale konnten Orbitolinen gefunden werden, während diese in den sicher aus strandnahen Bereichen (Bohrlöcher und Epökenaufwuchs an Geröllen) zugeführten Konglomeraten und Sandsteinen gelegentlich sehr häufig vorkommen.

Es muß hier deutlich unterschieden werden zwischen allochthoner Flachwassermakrofauna und autochthoner Mikrofauna. Unter genauerer Beachtung sedimentologischer Eigenarten des einbettenden Gesteins dürfte es mög-

lich sein, zwischen zugeführten flachmarinen Mikrofaunen und solchen, die einer tiefermarinen hemipelagischen Normalsedimentation zuzuschreiben sind, zu unterscheiden. Erst dann wird es zuverlässiger möglich, über Mikrofaunenverteilungen (evtl. Plankton/Benthos-Verhältnisse, Radiolarien, blinde Ostracoden [LIEBAU 1976]) Hinweise auf das Ablagerungsmilieu abzuleiten.

Die Vorstellung über die Bildungstiefe der Tannheimer Schichten wird von den liegenden Neokomaptychenschichten (Schrambachschichten) mitbestimmt. Für die Coccolithen-Calcilutite der Aptychenschichten wurde schon früh (z. B. FUCHS 1883) eine Bildung unter Tiefseeverhältnissen gefordert. ZEIL (1956) spricht dagegen von einem flachen Neokom-Meer. Über Vergleiche mit rezenten ozeanischen Sedimenten werden heute die Aptychenschichten als Tiefseeablagerungen gedeutet (GARRISON 1967; GARRISON & FISCHER 1969; BERNOULLI & JENKYNS 1974; HESSE 1974). Als Bildungstiefe wird tiefes Bathyal bis Abyssal (3000–4000 m) für möglich gehalten (vgl. TOLLMANN 1976a). Als Sedimentationsraten für die Aptychenschichten werden Werte von 17–51 mm/1000 a angegeben (z. B. GARRISON & FISCHER 1969). Für die Tannheimer Schichten und tieferen Losensteiner Schichten kann man Sedimentationsraten von $<$10 mm/1000 a, wahrscheinlich $<$5 mm/1000 a errechnen, was zunächst nur für pelagische oder hemipelagische Sedimentation sprechen mag. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977: Tab. 3–12) liegen so niedrige Raten zwischen denen von Tiefseesedimenten und solchen küstenferner Becken.

Zweifellos war für die Bildung der grobklastischen Sedimente ein ausgeprägtes Relief erforderlich. Die Einschüttung der klastischen Sedimente der Losensteiner Schichten erfolgte von Norden über den Sedimentationsraum der Cenoman-Randschuppe bis hinein in den der Allgäudecke. Nimmt man nun an, daß in dieser Richtung auch ein schwacher Gradient das Vordringen gröberer Konglomerate ermöglichte, dann ergibt sich bei Zugrundelegen von nur 1° Gefälle über eine zu fordernde Nord-Süd-Mindesterstreckung von 30 km bereits eine Tiefenzunahme von mehr als 500 m. Nach Süden gerichteter Sedimenttransport läßt sich aus den Sedimentstrukturen der Psammite und Konglomerate ermitteln. Daraus darf auch auf gleichsinnige Transportrichtung der Geröllpelite und -psammite sowie anderer Resedimentationen (Slumpmergel, Schlammturbidite) geschlossen werden. Bei der Form des Ablagerungsraumes der Losensteiner Schichten mit $>$300 km Ost-West-Erstreckung und vermutlich $>$50 km in Nord-Süd-Richtung kann damit von einem Vorherrschen lateraler Einschüttung gesprochen werden.

Die um nord-südliche Richtungen streuenden Schüttungsrichtungen (K. MÜLLER 1973) deuten auf radial-fingerförmig nach Süden vorgreifende Schuttströme hin, die von einigen Schüttungszentren ausgehen. ZEIL (1955) spricht von zwei Schüttungsschwerpunkten allothigener Komponenten, nämlich zwischen Hindelang und Pfronten und östlich des Inn. Hier kann noch ein drittes Schüttungszentrum zwischen dem Kleinen und Großen Walsertal angenommen werden. Von einer weitreichenden Ost-West-Kontinuität von Konglomeraten oder Psammiten der Losensteiner Schichten kann keine Rede sein.

K. MÜLLER (1967, 1973) sieht Deltabildungen beteiligt am Aufbau der Losensteiner Schichten, ohne hierzu nähere Angaben zu machen. Tatsächlich können dort, wo sich Deltas in Tiefwasserbereiche vorbauen, in den Prodeltaablagerungen auch Turbidite auftreten (PETTIJOHN et al. 1973). Echte Deltabildungen mit entsprechenden Psammitsedimentstrukturen (Rippeln, großmaßstäblicher Schrägschichtung, "herringbone crossbedding"), mit Ton/Silt/Sand-Kleinzyklen (mit scharfer Trennfläche über den Psammiten und basalem Übergang in Siltsteine), mit Marsch- und Wurzelbodenablagerungen (MIALL 1976), sind in den Losensteiner Schichten nicht nachweisbar.

Für die Grauwacken der Losensteiner Schichten konnte aufgrund der Sedimentstrukturen, die zumindest Teile der BOUMA-Abfolge wiedererkennen lassen, und über Untersuchung der Textur (PASSEGA-Diagramm) ihre Entstehung aus Suspensionsströmen belegt werden (GAUPP 1980). Die Assoziation dieser rhythmischen Grauwacken/Pelitsedimentation mit Konglomeraten charakteristischer Geröllimbrikation, mit z. T. sehr mächtigen Geröllpeliten und -psammiten (pebbly mudstones) und mit massigen, strukturlosen Psammiten, läßt den Schluß auf ein Ablagerungsmilieu tieferen Wassers mit Turbiditsedimentation zu (vgl. STANLEY & UNRUG 1972; PETTIJOHN et al. 1973; WALKER 1978).

Nicht ohne Anlaß wurde so häufig von ,,Flyschfazies“ der Mittelkreidesedimente gesprochen. Neben den Geländebeobachtungen weisen ja die Mikrofaunen, die während des Alb eine Verarmung der benthonischen und planktonischen Formen zugunsten primitiver, röhrenförmiger Sandschaler (RISCH 1969) andeuten, auf ein ,,Flysch-Biotop“ hin (ZACHER 1966). Litho- und Tektofazies der Losensteiner Schichten sprechen nach LÓCSEI (1974) für eine flyschähnliche Sedimentation. Allerdings scheint es ratsam, statt von ,,Flyschfazies“ besser von ,,Turbiditfazies“ zu sprechen. Nicht zuletzt deshalb, weil man das ,,Randcenoman“ und den Rhenodanubischen Flysch paläogeographisch strikt getrennt voneinander halten wollte, wurde für die Losensteiner Schichten jegliche Faziesbeziehung zum Flysch abgestritten (ZEIL 1955; K. MÜLLER 1973). Aber fazielle Analogien bedeuten noch keine paläogeographischen Beziehungen. Diese sind allein schon durch die Unterschiede im Schwermineralspektrum widerlegt.

Bei Turbiditen wurde lange die weitverfolgbare laterale Beständigkeit als ein wesentliches Kriterium ihrer Identifizierung angesehen. Außerdem hatten Turbidite möglichst alle von BOUMA aufgezeigten Sedimentstrukturen aufzuweisen. Daß auch lateral unbeständige Psammite mit Sedimentstrukturen, die nur Ausschnitte der BOUMA-Abfolge darstellen, Turbidite sein können, daß vielmehr klas-

sische, „vollständige" Turbidite eher eine Ausnahme darstellen, wurde erst mit neueren sedimentologischen Arbeiten deutlicher (WALKER 1967; MUTTI & RICCI LUCCHI 1972; HESSE 1972).

Ein Versuch, die unterschiedlichen Gesteinstypen der Losensteiner Schichten mit all ihren sedimentologischen Merkmalen, ihren Assoziationsarten und ihrer regionalen Verbreitung einem bestimmten Ablagerungsmilieu zuzuordnen, führt zu einem Vergleich mit dem Sedimentationsmodell von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975).

Ausgehend von sedimentologischen Arbeiten vor allem im Nordappenin geben MUTTI & RICCI LUCCHI Kriterien zur Definition und Interpretation von Sedimenten, die Turbidite und andere pelitische, psammitische und psephitische Resedimentationskörper enthalten.

Fazies	Gesteinstyp u. Textur	Schichtgeometrie Schichtmächtigkeiten	Sand/ Ton-Verhältn.	Sedimentstrukturen	BOUMA-Sequenzen	Ablagerungsmechanismen
Turbiditfazies A	A1: strukturierte (organisierte) Konglomerate, geröllführende Sandsteine, sehr grobkörnige bis mittelk. Sandsteine; schlechte Sortierung, mtl. bis hohe Matrixgehalte. A2: chaotische (unstrukturierte) Konglomerate, Geröllmergel (pebbly mudstones).	Linsenförmig im Aufschlußbereich, seitliches Auskeilen, Bankaufspaltungen, Erosionsdiskordanzen. Dickbankig (o,5 - 15m), massig.	sehr hoch	A1: Geröllimbrikation (Längsachsen der Gerölle parallel zur Strömungsrichtung), normale Gradierung, Lamination. A2: viskos-plastische Deformationen in der Matrix, inverse Gradierung.	nicht anwendbar	Submarine Massentransportprozesse; A1: grain flows, sandy debris flows. A2: debris flows, mud flows.
Turbiditfazies B	Grob- bis mittelkörnige Sandsteine, teils geröllführend.	B1: Linsenförmig, Auskeilen häufiger u. laterale Kontinuität größer als in A. Dickbankig (o,3 - 2m), massig. B2: Ausgeprägt linsenförmig auch in kleinen Aufschlüssen, deutliches Auskeilen. Mittel- bis dickbankig (o,2 - o,8m).	hoch (>1) bis sehr hoch	Tongerölle häufig. B1: Entwässerungsstrukturen, Parallelschichtung, Lamination. B2: Parallelschichtung, Schrägschichtung, kaum Gradierung Bankoberseiten mit Rippeln oder dünenförmig.	nicht anwendbar	B1: Fluidisierte Ströme, turbulente Ströme hoher Konzentration. B2: Hochkonzentrierte überladene Sedimentdispersionsströme, tlw. Wiederaufarbeitung durch folgende Ströme.
Turbiditfazies C	Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen. C1: Grob- bis feink. Sandsteine, schlechte Sortierung. C2: Mittel-bis feink. Sandsteine, mittelmäßige bis gute Sortierung.	±planparallel begrenzte Bänke, linsenförmig im größeren Maßstab. Mittelbankig (o,5 - 3m) bis massig.	hoch bis sehr hoch	Gut ausgebildete Sohlmarken häufig. C1: Coarse tail Gradierung. C2: Distribution grading, Parallelschichtung, Rippelschrägschichtung, convolute lamination etc.	a-Abschn. stets vorhanden, klassische Turbidite C1: T_{ace} T_{ac} C2: T_{abcde} $T_{abc/e}$ $T_{ab/de}$	Trübeströme (turbulente Autosuspensionen) stärkerer (C1) oder schwächerer (C2) Konzentration.
Turbiditfazies D	Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen. Feinkörnige, laminierte Sandsteine (D1 und D2). D3: Tonsteine	Planparallel begrenzte Bänke langaushaltender Kontinuität. Dünn- bis dickbankig. D1: o,o3 - o,4m D2: o,3 - 1,5m D3: o,o3 - 2,om	D1: hoch >1 D2: niedrg <1 D3: 0	Sohlmarken, Parallelschichtung, kleinmaßstäbliche Rippelschrägschichtung, convolute lamination. D3: ohne Sedimentstrukturen.	Sequenzen ohne Basalabschnitt a D1,D2: T_{bcde} T_{cde} T_{de} D3: T_e	Trübeströme relativ geringer Konzentration (Dichte).
Turbiditfazies E	Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen. Grob- bis mittelk. Sandsteine, mittelmäßige Sortierung.	Ausgeprägt linsenförmig auch in kleineren Aufschlüssen, scharf begrenzte Bankoberseiten. Dünn- bis mittelbankig (o,o3 bis o,2m).	sehr hoch, häufig Amalgamation	Flaser- und Linsenschichtung, dünenartige Schrägschichtung.	oft nicht anwendbar	Rückstandssedimentation aus vorüberziehenden hochkonzentrierten gravity flows.
Assoziierte Fazies F	Chaotische Sedimentkörper (außer debris flow Ablagerungen A2)	Flache Linsen eingeschaltet in regelmäßig geschichtete Folgen, isolierte Blöcke etc., Breccien. Bis 3oom.	----	Deformationsstrukturen, Boudinage, slump folds.	nicht anwendbar	Schwerkraftgetriebene Gleitvorgänge (sliding, slumping), Übergänge zu debris flows, block fall.
Assoziierte Fazies G	Pelite der normalmarinen Hintergrundsedimentation.	Planparallele Lagen bis o,6m.	----	Lebensspuren (Bioturbation)	nicht anwendbar	Hemipelagische Ablagerung

Tab. 3: Klassifikation der Turbiditfazies und der assoziierten Fazies, etwas vereinfacht nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975).

Während definierte Gruppen von Lithofaziestypen auf bestimmte Ablagerungsvorgänge zurückgehen, lassen sich Fazies-Assoziationen nach ihrem Ablagerungsmilieu (environment) interpretieren.

Aus der unterschiedlichen Assoziation von Lithofaziestypen (A bis G) schließen die Autoren auf drei charakteristische Milieus:

1. Slope association (G, F, A),
2. Submarine fan association,
   inner fan sub-association (G, A, B, F, [E]),
   middle fan sub-association (D, E, [C, A, B, F]),
   outer fan sub-association (D, C),
3. Basin plain association (D, G).

Die in diesem Modell definierten Lithofaziestypen sind Tab. 3 zu entnehmen.

Die Sedimente der Losensteiner Schichten lassen sich zwanglos in Anlehnung an dieses Modell gliedern. Auf die Turbiditnatur dieser Ablagerungen und deren Interpretierbarkeit nach dem Sedimentations-Modell von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) weist in einer neueren Arbeit auch FAUPL (1978) hin.

Die Ton- und Siltsteine dieser Serie entsprechen den Fazies G und teilweise auch D_3 (Schlammturbidite).

Echte Pelite mit >50% Tonanteil oder gar karbonatfreie Tonsteine sind nicht vorhanden. Geröllpelite und Geröllpsammite sind nach MUTTI & RICCI LUCCHI der Fazies A_2 zuzurechnen, während nach Gefüge und Geometrie die allothigenaführenden Konglomerate der Fazies A_1, (sehr selten der Fazies A_2) vergleichbar sind. Die dünnbankigen Grauwacken und quarzführenden Kalkarenite sind der Fazies D_1 zuzuordnen, jedoch ist das Sand/Tonstein-Verhältnis kleiner (<1) als von MUTTI et al (1975) angegeben. Hierzu sind auch teilweise die mittelbankigen Grauwacken und z. T. auch die serpentinführenden Grauwacken des Alb zu rechnen, die sonst nach Sedimentstrukturen, Bankmächtigkeiten und Korngrößen zur Fazies D_2 überleiten. Die weniger häufigen, mittel- bis feinkörnigen Sandsteine relativ guter Sortierung und mit mehr oder weniger vollständigen BOUMA-Sequenzen entsprechen Fazies C_2.

Massige, bzw. dickbankige strukturarme Psammite entsprechen Fazies B_1 (seltener B_2) nach allen erkennbaren sedimentologischen Parametern.

Die bereits den hangenden Branderfleckschichten angehörenden Olisthostrome und Blockbreccien wären der Fazies F zuzurechnen.

Nach diesen Lithofaziestypen zu schließen, liegt in den Losensteiner Schichten eine submarine Fächer-Assoziation nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) vor. Das häufige Auftreten rinnenförmiger Strukturen mit grobklastischen Füllungen legt die Annahme nahe, daß es sich hier um Ablagerungen der inneren Teile von submarinen Fächern handelt (inner fan sub-association nach MUTTI et al. 1972; upper fan nach WALKER 1978).

Profilabschnitte des Oberalb und Vraconien, die neben den Tonsiltsteinen nur untergeordnet dünnbankige Psammite, kleine linsenförmige Einschaltungen gröberer Sandsteine und mitunter Abfolgen feiner Mergel/Psammit-Rhythmen enthalten, lassen sich als Ablagerungen des Zwischenrinnenbereiches (interchannel area) auffassen. Aus naheliegenden, aktiven Rinnen ist dabei feinklastisches Material über die ,,Ufer" getreten, um sich auf den Flächen zwischen den Haupttransportrinnen abzulagern (levee oder overbank deposits, NORMARK 1974; MUTTI et al 1975; WALKER 1978). Daraus erklärt sich auch teilweise die laterale Unbeständigkeit der meisten dünnbankigen Psammite der Losensteiner Schichten. Daß dünnbankige Turbidite nicht nur in distalen, sondern auch in proximalen Bereichen submariner Fächer auftreten, heben bereits WALKER (1967) und NELSON & NILSEN (1974) hervor.

Konglomerate, Geröllpsammite und -pelite sowie massig strukturlose Psammite sind auf Rinnenbereiche beschränkt. Die nach unten konvexe Linsenform einzelner Konglomeratschüttungen läßt sich gelegentlich im Aufschluß erkennen. Daß die aus vielen einzelnen Konglomeratsträngen zusammengesetzten Rinnenfüllungen als Ganzes lokal sehr tief in die liegenden Sedimente eingeschnitten sind, läßt sich über Kartierung nachweisen (GAUPP 1980).

Basale Erosion unter Konglomeraten ist dort gut zu beobachten, wo diese sich in liegende Psammite einerodierten.

Die Rinnen dienten als Transportkanäle für gröberklastische Sedimente, die möglicherweise über submarine Canyons angeliefert wurden (vgl. NORMARK 1974). Die Füllung erfolgte erst nach Aufgabe bzw. Verlassen (abandonment) dieser Rinnen (z. B. WALKER 1978; MUTTI 1974; MUTTI & RICCI LUCCHI 1975), entweder abrupt durch Überlagerung von Peliten mit vereinzelten dünnen Sandsteinbänken oder unter Korngrößenabnahme einzelner Schüttungen zum Hangenden hin. Die Mächtigkeit der Rinnenfüllungen erreicht >80 m, im Querschnitt mögen sie örtlich mehrere km breit gewesen sein.

Eigentliche Ablagerungen einer Beckenebene ohne grobklastische Einschaltungen scheinen in den Losensteiner Schichten weder in der Cenoman-Randschuppe noch in der Allgäudecke verwirklicht zu sein. Eventuell wurden derartige Sedimente im südlichsten, heute nicht aufgeschlossenen Teil der Allgäudecke gebildet. Denkbar ist auch, daß die groben Geröllströme die ganze Breite dieses langgestreckten Troges querten. Gegenüber nördlicheren Vorkommen sind in den Losensteiner Schichten der Allgäudecke Anzeichen abnehmender Proximalität zu erkennen. Dies betrifft geringere Häufigkeit und Mächtigkeit konglomeratischer Einschaltungen, die Seltenheit inverser Gradierung und das Fehlen übergroßer Gerölle >1 m in der Allgäudecke, verglichen mit den Losensteiner Schichten der Cenoman-Randschuppe. Ebenso geht der Anteil psammitischer Gesteine mit Bankmächtigkeiten >10 cm nach Süden zurück.

Aus Beobachtungen im Raum nördlich von Hindelang und Tannheim ist ersichtlich, daß sich die Losensteiner Schichten aus den Tannheimer Schichten meist über eine "coarsening and thickening upward sequence" von quarzführenden Kalkareniten und Grauwacken entwickeln. Über 5 bis 20 m nehmen die Psammiteinschaltungen an Häufigkeit, Mächtigkeit und Korngrößen zu. Solche Se-

quenzen werden häufiger aus basalen Teilen von Serien beschrieben, bei denen man Entstehung aus submarinen Fächern annimmt (WALKER 1966, 1978; MUTTI & RICCI LUCCHI 1972, 1975; FAUPL & TOLLMANN 1979). Für sie wird das Progradieren eines Fächers verantwortlich gemacht.

Auf Ähnlichkeiten in der Lithologie von Ablagerungen aus submarinen Fächern und Deltas wird mehrfach hingewiesen (z. B. STANLEY & UNRUG 1972; WALKER 1975c, 1978), gleichzeitig wird zur Unterscheidung besondere Beachtung auf die Sedimentstrukturen von Konglomeraten und Psammiten sowie auf Vorhandensein oder Fehlen typischer Deltaanzeichen gelenkt. Daß die Losensteiner Schichten selbst keine Deltaablagerungen sind, läßt sich mit den angeführten Beobachtungen begründen. Daß sie jedoch mit Deltas in einem genetischen Zusammenhang gestanden haben könnten, ist durchaus möglich (vgl. PETTIJOHN et al. 1973). So nehmen STANLEY & UNRUG (1972) an, daß sich gröberklastische Füllungen submariner Canyons vor Deltas bilden, die von rasch fließenden Flüssen beliefert werden. STAUFFER (1967) und SURLYK (1975) beschreiben Beziehungen und stratigraphische Übergänge von turbiditischer Tiefwasser-Sedimentation zu Deltaablagerungen. Der kontinuierliche Übergang von turbiditischer Sedimentation einer Beckenebene, über unteren und oberen submarinen Fächer bis hin zu Delta-Flachwasserablagerungen wird von WALKER (1966, 1978) aus dem Variszikum Nordenglands beschrieben.

Nach NELSON & NILSEN (1974) wird die Ausdehnung submariner Fächer neben der Masse angelieferten Sediments vor allem von der Geometrie des Ablagerungsraumes bestimmt. In räumlich begrenzten Becken ("continental borderlands, small marginal seas...") kommt es generell nur zur Ausbildung relativ kleiner und geringmächtiger Fächerablagerungen. Hierin mag der Hauptgrund liegen, warum sich die Losensteiner Schichten als Ablagerungen submariner Fächer mit maximalen Mächtigkeiten um 200 m, neben vergleichbaren Bildungen aus Nordappenin oder Kalifornien, geradezu bescheiden ausnehmen. NELSON & NILSEN (1974) nennen kleine rezente Fächer mit Ausmaßen von 7×11 km.

Dazu bemerkt NORMARK (1974), daß der Internbau submariner Fächer mit all seinen morphologischen und stratigraphisch-sedimentologischen Eigenheiten wenig abhängig von den Ausmaßen des Beckens oder des Fächers ist.

Für das Alb läßt sich im Norden des Tiefbajuvarikums das Auftauchen eines Liefergebietes folgern und dessen rasch zunehmende Abtragung und Schutteinlieferung in Becken am Nordrand des Oberostalpin. Ursachen für die Hebung dieses Liefergebietes liegen vermutlich in den kompressiven tektonischen Bewegungen, wie sie für diese Zeit angenommen werden müssen (FRISCH 1979). Anzeichen für eine Verflachung des Ablagerungsraumes der Losensteiner Schichten sind in den resedimentierten Grobklastika keinesfalls zu sehen. Noch viel weniger ist eine „Aussüßung" des Ablagerungsraumes durch Zurückgehen von Makro- und Mikrofauna zu belegen, wie dies KRUSE (1964) oder SCHOLZ (1978) vermuten. Das Zurückdrängen fast jeglicher autochthoner Fauna ist allein durch die gröberklastisch werdende Sedimentation schon erklärbar: über den Konglomerat- und Sandschüttungen treten in Pelitserien wieder reichere pelagische Mikrofaunen auf.

Die offenbar ziemlich abrupte Beendigung der Einschüttung allothigener Komponenten aus Norden im Vraconien, kann seine Ursache in der Subsidenz des Liefergebietes, im Meeresspiegelanstieg oder im tektonischen Aufbau einer schuttabfangenden submarinen Barriere haben. Über den Ton- und Siltsteinen, die in der Cenoman-Randschuppe die obersten konglomeratischen Rinnenfüllungen abdecken, folgen die ersten Andeutungen grobklastischer Schuttlieferungen ohne Allothigene aus Süden. Damit ist die Basis der Unteren Branderfleckschichten erreicht.

3.2 BRANDERFLECKSCHICHTEN

Fazies und Ablagerungstiefe

3.2.1 Cenoman-Randschuppe

Im höheren Vraconien (?) bzw. unteren Cenoman werden die allothigeneführenden Schüttungen aus Norden abgelöst von Einschüttungen ausschließlich kalkalpiner Schuttmassen (vor allem aus Jurakalken) vom auftauchenden Nordrand der Lechtaldecke. Die Ablagerungstiefe während des obersten Vraconien und unteren Cenoman der Cenoman-Randschuppe läßt sich schwer erfassen, doch könnte zunehmender terrigener Einfluß in der pelitischen Hintergrundsedimentation neben Veränderungen der Ichnofauna auf ein Flacherwerden des Ablagerungsraumes hindeuten. Fucoiden, wie sie in den Fleckenmergeln der Tannheimer Schichten häufig sind, oder mäandrierende Lebensspuren sind in den sandigen Siltsteinen und Mergeln des Cenoman nicht mehr vertreten. Statt dessen finden sich häufiger U-förmige Grabgänge sedimentfressender Organismen in den dünnbankigen Kalkareniten, die an *Diplocraterion* erinnern und neben groben, nicht mäandrierenden Gastropodenfährten (GAUPP 1977) eher auf die *Cruziana*-Assoziation schließen lassen, die auf neritische Verhältnisse beschränkt ist (SEILACHER in BASAN 1978). Bioturbation ist auch in klastischen Bereichen hier sehr viel häufiger als in den Losensteiner Schichten.

Das Vorherrschen pelitischer Sedimente mit Einschaltungen von gebankten, teilweise gradierten Kalkareniten, von Feinbreccien, Olisthostromen und Blockbreccien, legt nahe, daß hier eine Becken-Ruhigwassersedimentation von episodischen Einschüttungen gröberen Materials unterbrochen wurde.

Während des höheren Cenoman (Abb. 6) sind in der Randschuppe keine deutlichen Milieuänderungen festzustellen. Erst mit dem beginnenden Unterturon (nördlich von Hindelang) setzen erstmals wieder feinere Pelite roter, grüner und dunkelgrauer Farben ein, während gleichzeitig Grauwackenschüttungen, völlig andersartiger Zusammensetzung als bisher, zunehmend deutlicher werdende Turbiditsedimentstrukturen zeigen. Zum Turon hin wird der lithologische Gegensatz von pelitischen und psammitischen Bildungen wieder ausgeprägter, der terrigene Einfluß in Ton- und Siltsteinen geht zurück.

3.2.2 Nordrand der Lechtaldecke (mit Falkensteinzug)

Über den Flachwassercharakter der Lechtaldecken-Mittelkreide herrscht Einvernehmen in der Literatur. Daß diese Ansicht etwas differenziert werden muß, soll hier dargestellt werden.

Zweifelsfrei steht für die basalen Bildungen der Unteren Branderfleckschichten des Lechtaldecken-Nordrandes eine Entstehung unter litoralen Bedingungen fest (Abb. 8). Die lithofaziell sehr differenzierten Transgressionssedimente (Abschnitt I) entstanden sowohl in hochenergetischen Bereichen als auch in geschützten Buchten von stark gegliederten Küsten eines Insel-Archipels. Ein ausgeprägtes prätransgressives Relief wird durch diese Sedimente abgedeckt (GAUPP et al. 1981).

RAHMAN (1967) folgert für die Pelite (Abschnitt II), die über den basalen Kalkareniten und Konglomeraten liegen, aufgrund von Faunenauswertungen die Bildung in einer strandnahen Meeresregion mit maximalen Tiefen von 70 m. Zu ähnlichen Ergebnissen kam WOLFF (1968), der für orbitolinenführende Mergel des Regaugebietes sublitorale Bildungsbedingungen mit Tiefen > 50 m annimmt. Einschränkend muß zu diesen Angaben gesagt werden, daß auch hier nach eigenen Beobachtungen die Autochthonie der Faunen in den Peliten nicht immer sicher ist.

Aus der zunehmend feinerklastisch werdenden Abfolge, von der arenitisch-brecciösen Ausbildung an der Transgressionsbasis bis zu der Mergelfolge (II) mit nur vereinzelten Kalksandstein- und Breccienbänken, darf auf ein Tieferwerden des Ablagerungsmilieus geschlossen werden.

Seichtwasserbildungen liegen also nur dort vor, wo diese in den geringmächtigen Basallagen über der Transgressionsfläche nachzuweisen sind.

Seichtwasserbildungsmilieu ist nicht mehr für die mächtigen Blockbreccien (Megabreccien) des Abschnittes III zu belegen. Diese Grobklastika sind von Peliten umgeben, in denen das Vorkommen von planktonischen Globotruncanen und Rotaliporen, auf sublitorale Bildungsbedingungen hindeutet (WOLFF 1968). Die Schuttmassen aus kantigen Blöcken sind vermutlich nur zu ganz untergeordnetem Teil Bildungen von Strandaufbereitung. Sie sind nicht als ein Hinweis auf eine abermalige allgemeine Verflachung anzusehen, sondern belegen vielmehr tektonische Vorgänge während des mittleren oder höheren Cenoman, die zum Abgleiten gröberer Blockmassen und Olistholithe in fortlaufend tiefer werdende Beckenzonen führten. Daß auch im höheren Cenoman noch ein Nebeneinander von tiefer eingesenkten Beckenbereichen neben aufragenden, von Steilküsten umgebenen Inseln existierte, ist sehr wahrscheinlich.

Von SURLYK (1975) werden grobe Breccien aus der Jura/Kreidegrenze Ostgrönlands beschrieben, die extrem schwach sortiert sind, ungerundete Komponenten von 0,3 bis 30 m, dicht gepackt, ohne Raum für Matrix und nur schwache Andeutungen von Sedimentstrukturen aufweisen. SURLYK betrachtet diese klastischen Sedimente als Ablagerungen nahe submariner Escarpments, die aus "rock fall-avalanches" hervorgegangen seien. Für feinere matrixreichere Breccien nimmt er debris-flows mit größeren Transportweiten an.

Aus dem Appenin beschreiben COLACICCHI et al. (1975) sogenannte Megabreccien mit kantigen Komponenten ohne Sortierung, praktisch matrixfrei, chaotisch ohne primäre Sedimentstrukturen, mit häufigen Breccien-Resedimenten. Sie nehmen geringe Transportweiten und schnelle Ablagerung durch "submarine rock-falls" an.

Allen diesen Bildungen ist neben den erwähnten Merkmalen auch das Vorhandensein von übergroßen Gleitschollen/Riesenblöcken gemeinsam (vgl. TOLLMANN 1976a; OEDEKOVEN 1976), und ihre Beziehung zu vorwiegend vertikalgerichteten tektonischen Bewegungen, die starke Reliefunterschiede hervorriefen (vgl. HOEDEMAEKER 1973).

Zumindest für große Teile der Blockbreccien der Branderfleckschichten (Lechtaldecke und Falkensteinzug) scheint es mir berechtigt, ähnliche Bildungsumstände anzunehmen. Die Blockmassen mögen submarinen Steilstufen entstammen, teilweise auch subaerischer Abtragung; merkbare Strandaufbereitung erfuhren sie sicherlich nicht. M. RICHTER (1970) nimmt für die Blockbreccien der Weissenseeberge an, daß eine große Schuttmasse vor ihrem Abtransport so gespeichert und bereitgestellt wurde, „daß sie beim Abruf aus irgendwelchen Gründen (Tektonik, gesteigerte Niederschläge z. B.) als Ganzes von einer Plattform abrutschen konnte; andernfalls wäre sie geschichtet worden."

Mächtige, z. T. geschichtete und schräggeschichtete Blockbreccien (z. B. Branderschrofen, basale Breccienfolge südwestlich Weissensee, Kienberge), die bis auf die kompetenten Gesteine der Transgressionsunterlage hinabgreifen, sind nicht auf grundsätzlich andere Ablagerungsvorgänge zurückzuführen. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß hier submarine Erosion unter den klastischen Lagen eine Rolle spielte. Z. B. finden sich westlich von Pfronten (Falkensteinzug, Himmelreichjoch) direkte Belege dafür, daß die basale Sandstein/Kalkarenitfolge der Unteren Branderfleckschichten, reliktisch noch in Taschen der Transgressionsunterlage erhalten, in einem überlagernden Blockstrom (III) „eingearbeitet" wurde.

Mit Sicherheit sind nicht alle sedimentären Kontakte klastischer Mittelkreide über Trias/Jura der Lechtaldecke echte „Transgressionskontakte".

Der Sedimentation der Oberen Branderfleckschichten muß ein weitgehender Reliefausgleich vorausgegangen sein, der die Sedimenteinlieferung über eine schmal gewordene Cenoman-Randschuppe in den Lechtaldecken-Nordrand ermöglichte. Die Allgäudecke enthält weder Obere noch Untere Branderfleckschichten (Abb. 12).

Das Turon der Oberen Branderfleckschichten zeigt Faziesähnlichkeiten mit den Losensteiner Schichten. Auch hier liegt eine Turbiditsedimentation vor mit teilweise serpentinführenden Grauwacken, Geröllpeliten und Olisthostromen nördlicher Provenienz. Wie in den Losensteiner Schichten der Allgäudecke sind auch in den Oberen Branderfleckschichten der nördlichen Lechtaldecke zur Obergrenze der Serie hin keine Anzeichen für Verflachung des Milieus zu verzeichnen, eher ist das Gegenteil der Fall. Die Beendigung der Sedimentation in beiden Fällen scheint vielmehr durch eine tektonische Abdeckung (Überschiebung) unter Tiefwasserbedingungen verursacht worden zu sein.

Beiden Beispielen scheint auch gemeinsam zu sein, daß dem relativen Tiefwassermilieu der tektonisch liegenden Einheit (Alb der Allgäudecke, Turon der Lechtaldecke) eine subsequente Flachwasser-Sedimentation in der tektonisch hangenden Einheit (Vraconien – Untercenoman des Lechtaldecken-Nordrandes, Flachwasser-Gosau des Coniac z. B. in der Inntaldecke) gegenübersteht.

4. FOLGERUNGEN ZUR PALÄOTEKTONIK UND PALÄOGEOGRAPHIE DER KALKALPINEN MITTELKREIDE

4.1 VORSTELLUNGEN ÜBER PRÄCENOMANE TEKTONIK IM OBEROSTALPIN

– Aus dem Fehlen von Cenoman in der „Unteren Vilserdecke" (Vilser Stirnschuppe nach TOLLMANN 1970) schließen KOCKEL et al. (1931) auf eine präcenomane tektonische Abdeckung dieser Einheit durch die „Obere Vilserdecke" (den Lechtaldecken-Hauptkörper). ZEIL (1955) sieht hier eine bedeutende Wirkung präcenomaner Tektonik.

– ZEIL (1955, 1956) schließt aus einer lokal feststellbaren Schichtlücke im Mittelalb und aus einer Transgression, die von Norden nach Süden auf immer stärker gefalteten Untergrund übergreift, auf eine tektonische Phase im Sinne STILLE's (1924) während des Mittelalb. Diese vermutete Schichtlücke ist nicht durchgehend verwirklicht wie aus mikropaläontologischen Arbeiten der Folgezeit hervorgeht (FAHLBUSCH 1964; ZACHER 1966; RISCH 1969).

Zweifel an einer Mittelalb-Phase äußert auch OBERHAUSER (1963, 1968), der keine Fossil- und Faziesbelege für Aussüßung

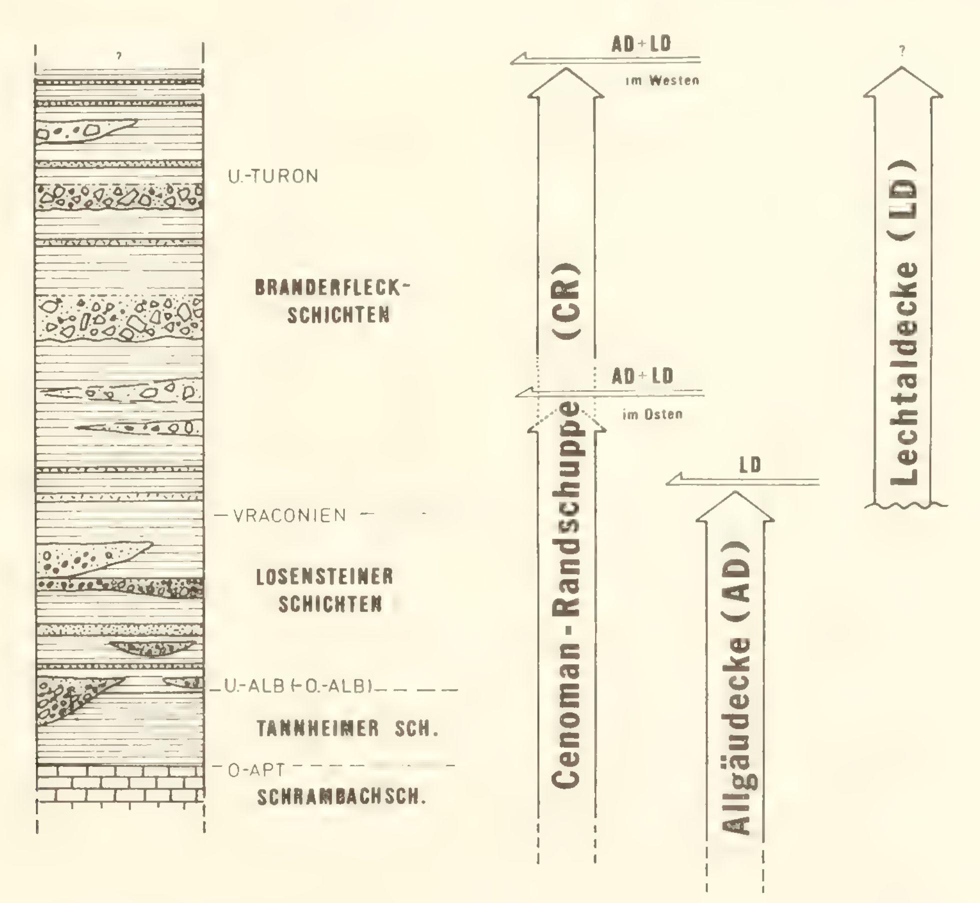


Abb. 12: Schema-Darstellung der Reichweite mittelkretazischer Serien in den tektonischen Einheiten des Bajuvarikums (Ostallgäu).

und Verlandungen sieht, wie diese etwa vor-, intragosauisch und nacheozän reichlich vorhanden sind.

„Wenn wir also eine vorcenomane Faltungsphase annehmen, dann unter grundsätzlich anderen paläogeographischen Voraussetzungen als später und daher vermutlich mit einem anderen tektonischen Mechanismus" (OBERHAUSER 1968).

- Innerhalb der Allgäudecke sehen nach M. RICHTER (1926), KOCKEL et al. (1931) auch alle folgenden Bearbeiter präcenoman nur weitspannige Bewegungen, nur flachwellige Faltung geringer Intensität verwirklicht (CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939; ZEIL 1955; FAHLBUSCH 1964; ZACHER 1966; WOLFF 1968; RISCH 1971). Die Konglomerate der Losensteiner Schichten wurden stets mehr oder weniger explizit als „Transgressionsbildungen" aufgefaßt.
- Die Intensität der präcenomanen tektonischen Beeinflussung des Lechtaldecken-Nordrandes wurde früh erkannt. Der Falten- und Bruchschollenbau der Lechtaldecke des Ammergebirges vor der „Cenomantransgression" wird von M. RICHTER (1926) und KOCKEL et al. (1931) deutlich herausgearbeitet. Es wird betont, daß lokal bis 1000 m Sediment abgetragen wurde, daß Quer- und Diagonalstörungen und die großen Mulden- und Sattelstrukturen bereits präcenoman angelegt wurden. Zu ähnlichen Ergebnissen führen die Bearbeitungen des Falkensteinzuges (KOCKEL et al. 1936, CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939).
- Während der präcenomanen austrischen Phasen (Voroberalb und Grenze Alb/Cenoman) kommt es nach TOLLMANN (u. a. 1963, 1966, 1976b) im Kalkalpin zu Faltung, Deckenstirnbildung und überkippter Faltenbildung. Von einer ersten Querfaltung und Bruchtektonik wird das Kalkhochalpin nach dem austroalpinen Deckenschub (Hauterive – Barrême) erfaßt. Eigentliche Deckenbewegungen treten im tieferen Kalkalpin erst in der mediterranen Phase des Turon auf (z. B. TOLLMANN 1966).

  Da TOLLMANN (z. B. 1965a) die Allothigena der Losensteiner Schichten von einem Liefergebiet mittelpenninischer Position ableitet (Ultrapienidischer Rücken), folgert er den Zuschub des Südpenninikums während dieser Phasen. Demnach erreichen die Kalkalpen während des Alb den Südrand des Ultrapienidischen Rückens.

So uneinheitlich die Ansichten über präcenomane tektonische Vorgänge innerhalb des Bajuvarikums auch sein mögen, Deckenbewegungen in dieser Einheit werden allgemein erst der Oberkreide zugeschrieben. Daß frühe Deckenbewegungen während der höchsten Unterkreide nicht nur den Südostabschnitt des Kalkalpin und außerkalkalpine Bereiche betrafen, sondern zumindest im Arbeitsgebiet auch das Bajuvarikum erfaßten, soll nachfolgend aufgezeigt werden.

4.2 HINWEISE AUF PRÄCENOMANE DECKENTEKTONIK

Ein entscheidender Hauptgrund, warum Deckenbewegungen im Bajuvarikum erst dem Turon zugeordnet wurden, liegt an der unzureichenden Altersfestlegung der jüngsten Mittelkreidesedimente der Allgäudecke. Es kann inzwischen belegt werden, daß in der Allgäudecke der Vilser und Tannheimer Berge keine jüngeren Ablagerungen als Vraconien vorliegen. Diese Aussage basiert auf den Mikrofaunen-Revisionen dieses Gebietes durch RISCH (1969, 1971), die angebliche Turon- und Cenomaneinstufungen in das Vraconien zurückverwiesen, sowie auf die stratigraphischen Untersuchungen eigener Proben (det. Dr. RISCH) aus diesem Raum (GAUPP 1980). Die Sedimentation in der Allgäudecke reichte in diesem Raum also nicht bis ins Turon, wie früher angenommen wurde (z. B. BORNHORST 1958), sondern lediglich bis an die Grenze Alb/Untercenoman.

Nun könnte man für das Fehlen jüngerer Sedimente in der Allgäudecke auch tektonische Abscherung verantwortlich machen. Hiergegen spricht allerdings, daß nirgendwo im Bereich der Allgäudecke von Ostallgäu und Oberbayern jüngere Sedimente als Losensteiner Schichten sicher nachgewiesen wurden. Bei einer tektonischen Amputation der Branderfleckschichten der Allgäudecke müßte man zumindest lokal noch eingefaltete Relikte dieser Sedimente antreffen. Dies ist nach eigenen Beobachtungen nicht der Fall.

Die zeitliche Einordnung von Deckenbewegungen nach den jüngsten Sedimenten unter einer Schubmasse ist zwar mit großer Vorsicht vorzunehmen, scheint aber für die alpine Entwicklungsgeschichte häufig gepflegte Praxis zu sein (so etwa Festlegung der Abdeckung des Bajuvarikums durch das Tirolikum, vgl. OBERHAUSER 1968; TOLLMANN 1976b). Zumindest läßt sich damit das Höchstalter einer Überschiebung am Beobachtungsort angeben (vgl. ROEDER 1976).

Das völlige Fehlen von Branderfleckschichten des Cenoman oder Turon in der Allgäudecke des Arbeitsgebietes legt zunächst die Vermutung nahe, daß die Sedimentation der Losensteiner Schichten im obersten Alb durch Überschiebung der Lechtaldecke (bzw. Unterschiebung der Allgäudecke) gestoppt wurde.

Allein hierdurch wäre die Annahme von Deckenbewegungen während des obersten Alb noch nicht ausreichend belegt, wenn diese nicht durch weitere wesentliche Beobachtungen gestützt würde: Während des Vraconien und Untercenoman treten in der Cenoman-Randschuppe Olisthostrome auf, die nach Komponentenbestand und Korngrößenabnahme aus Süden von der „Pfrontener Schwelle" des Lechtaldecken-Nordrandes herzuleiten sind. Wenn diese Abtragungsmassen, die vor allem aus Jurakalken der für den Lechtaldecken-Nordrand typischen Dogger/Malm-Tiefschwellenfazies bestehen („Pfrontener Schwelle" sensu TOLLMANN 1976a), in die Cenoman-Randschuppe einsedimentiert wurden, aber nicht in der Allgäudecke zu finden sind, dann legt auch dies die tektonische Nachbarschaft von Cenoman-Randschuppe und Lechtaldecken-Nordrand seit der Alb/Untercenomangrenze nahe. Durch das gesamte Cenoman stehen beide tektonischen Einheiten in enger fazieller Verwandtschaft zueinander, mit dem Unterschied, daß die Sedimentation der Cenoman-Randschuppe ohne Unterbrechung in Beckenfazies weiterläuft, während das Vraconien (?) und Untercenoman im Lechtaldecken-Nordrand bis auf Hauptdolomit hinabtransgrediert. Die Sedimente, die vor dieser Transgression abgetragen wurden, finden sich z. T. in den Olisthostromen des Vraconien in der Randschuppe wieder (Abb. 13).

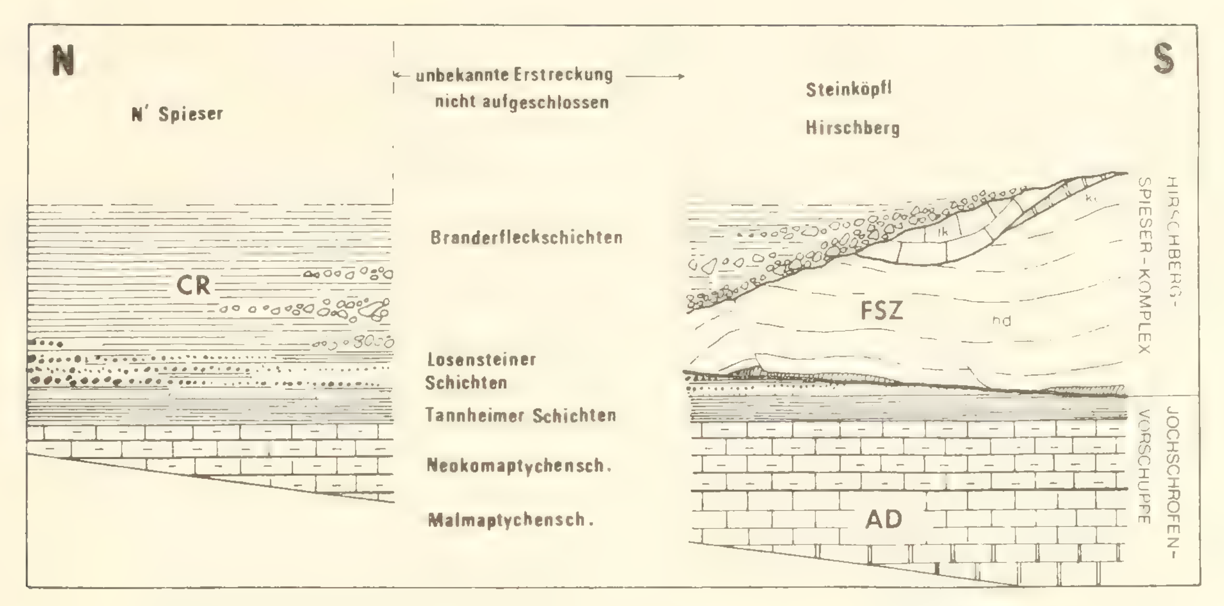


Abb. 13: Gegenüberstellung der Schichtfolgen und mögliche Beziehungen zwischen Cenoman-Randschuppe (CR), Falkensteinzug (FSZ = Klippe der Lechtaldecken-Stirn) und Jochschrofen-Vorschuppe (zur Allgäu AD gehörig) zur Ablagerungszeit der Branderfleckschichten, nördlich Hindelang/Allgäu (ohne Maßstab, aus GAUPP 1977, ergänzt).

Weiterhin wird eine tektonische Abdeckung der Allgäudecke vor der mediterranen Phase des ? Mittel-Turon dadurch nahegelegt, daß die Einschüttung allothigener Komponenten von Norden im Unterturon noch Teile der Cenoman-Randschuppe (z. B. im Westen bei Hindelang) und den Nordrand der Lechtaldecke unter wahrscheinlichen Tiefwasserbedingungen erreicht, aber nicht mehr die Allgäudecke!

Bereits von M. RICHTER (1970) wurde für den Falkensteinzug eine direkte Nachbarschaft zur Randschuppe während des Oberalb angenommen. Die engen Beziehungen dieser beiden Einheiten besonders nördlich Hindelang, zwingen diese Annahme geradezu auf.

M. RICHTER folgerte aus der Tatsache, daß der Falkensteinzug im Süden von Alb unterlagert wird, im Norden aber von Cenoman einsedimentiert worden zu sein scheint, das in stratigraphischer Beziehung zur Cenoman-Randschuppe steht, auf ein Eingleiten des Falkensteinzuges nach Norden in das Alb-Cenoman-Meer. Der Falkensteinzug wird hier also als eine sedimentäre Klippe angesehen, die sich vom Hauptkörper der Lechtaldecke löste und gravitativ nach Norden vorglitt (M. RICHTER 1970).

D. RICHTER (1973) und D. RICHTER & MARIOLAKOS (1973) sehen im Falkensteinzug eine Gleitplatte (Olisthoplaka) vor einer Deckenstirn. Diese „mittelkretazische Eingleithypothese“ wird von TOLLMANN (1976b) als nicht stichhaltig angesehen, da Blöcke in der unterlagernden Allgäudecke einsedimentiert auf das Herannahen einer Gleitmasse hinweisen müßten, im Vilstalstreifenfenster Cenoman fehlt sowie in den Tannheimer Schichten keine Olistholithe zu finden seien.

Vermutlich schließt M. RICHTER (1970) deshalb auf ein Eingleiten des Falkensteinzuges, weil er in der Allgäudecke südlich des Falkensteinzuges noch Cenoman- oder gar Turonsedimente vermutete. Daß diese nicht vorhanden sind, wurde bereits ausgeführt.

Es gibt keine Hinweise für eine größere Wassertiefe im Ablagerungsraum der Cenoman-Randschuppe als in dem der Allgäudecke. Eine kontinuierliche Aufschiebung der Lechtaldecke, während des obersten Vraconien möglicherweise gegen das südgerichtete Paläogefälle nach Norden, erscheint mir deshalb viel wahrscheinlicher als ein gravitatives Eingleiten in einen im Norden gelegenen Trog. Daß in der Allgäudecke keine grobklastischen Sedimente diese Bewegung bezeugen, ist nicht ungewöhnlich. Bei den Olisthostromen der Cenoman-Randschuppe handelt es sich zumindest zum großen Teil um Klasten, die aus Strandaufbereitung hervorgingen. Die Schuttlieferung nach Norden kann erst zu dem Zeitpunkt erfolgt sein, als die Stirnantiklinale der Lechtaldecke das Erosionsniveau erreichte und als Inselgruppe auftauchte. Eventuelle frühere submarine Abgleitungen könnten durch Stauchwälle vor der Deckenstirn abgefangen worden sein.

Die Faziesgegensätze an der Alb/Cenomangrenze in der Cenoman-Randschuppe/Allgäudecke und Lechtaldecke, die zeitliche und räumliche Verteilung der Mittelkreidesedimente (Abb. 12) sowie deren fazielle Veränderung in der Zeit lassen sich durch die Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke während des obersten Alb (Vraconien) erklären (Abb. 14). Die Cenoman-Randschuppe ist hier als die Nordfortsetzung der Allgäudecke zu definieren, die von dieser Abdeckung verschont blieb.

Ob auch im westlichsten Teil der Nördlichen Kalkalpen eine präcenomane Abdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke gefolgert werden kann, hängt im wesentlichen von der Bestätigung oder Berichtigung der Einstufung der grobklastischen

Bildungen des Südteils der Allgäudecke ins Turon durch SCHIDLOWSKI (1962) ab. Neuere Untersuchungen der Mittelkreide dieses Raumes (OTTE 1972) belegten für die Allgäudecke keine jüngeren Sedimente als Vraconien (? Untercenoman). Falls dieser Nachweis von Turon in der Allgäudecke bestätigt werden kann, würde dies für ein Zurückweichen der tektonischen Isograden (Linien gleicher tektonischer Aktivität) nach Süden im Westteil der Nördlichen Kalkalpen sprechen, wie es von HELMCKE & PFLAUMANN (1971) angenommen wird. Der westliche Bereich der Ostalpen wäre demnach während der Unterkreide von ruhigeren tektonischen Bewegungen erfaßt worden als der Osten.

Auf gewisse stratigraphische Ähnlichkeiten der Roßfeldschichten (z. B. PICHLER 1963; FAUPL & TOLLMANN 1979) mit der Mittelkreide im Westen sei hier kurz hingewiesen.

Die Unteren Roßfeldschichten entwickeln sich aus den Neokomaptychenschichten (Schrambachschichten). In diese Mergelfolge sind zum Hangenden häufig dünne Psammitbänkchen eingeschaltet, die zu einer dünnbankigen, schließlich dickbankigen Sandsteingruppe überlei-

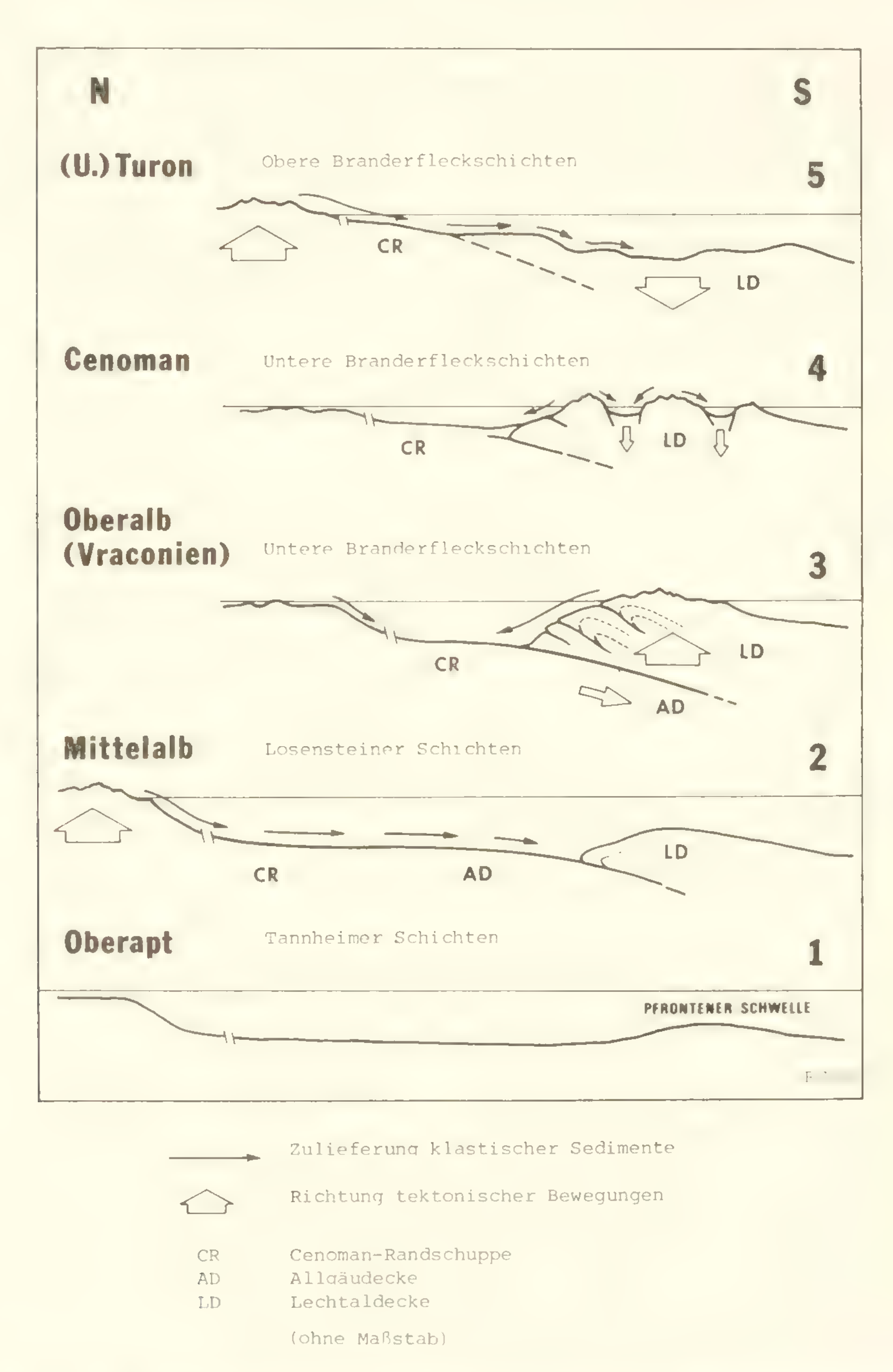


Abb. 14: Serie von schematischen Profilen zum Ablauf der klastischen Sedimentation der Mittelkreide im Bajuvarikum (Ostallgäu) in ihrer Abhängigkeit von tektonischen Bewegungen.

ten. Über diesen dickbankigen Psammiten folgen die groben Blockbreccien und Olistholithe der Oberen Roßfeldschichten.

Diese Abfolge zeigt zweifellos Ähnlichkeit zu der Abfolge Aptychenschichten/Tannheimer Schichten/Losensteiner Schichten/Branderfleckschichten in der Cenoman-Randschuppe im Westen. Während die psephitischen Roßfeldschichten das Herannahen höherer, juvavischer Einheiten (vgl. Tollmann 1963; Oberhauser 1964, Bögel 1971) andeuten, weisen die Olisthostrome und Blockbreccien der Branderfleckschichten in der Randschuppe auf die näherkommende Stirn der Lechtaldecke hin.

4.3 TEKTONISCHE VORGÄNGE UND PALÄOGEOGRAPHIE IM CENOMAN UND TURON

Der Transgression auf dem Lechtaldecken-Nordrand während des Untercenoman (lokal eventuell schon Vraconien) ist eine Zeit subaerischer Erosion vorausgegangen.

Die Ursache für die Emersion dieser Deckenstirnbereiche kann in der tektonischen Abdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke gesehen werden, die nach dem oben Angeführten während dieser Zeit stattgefunden haben muß. Dieser Deckenstapelung folgte, beginnend mit der Transgression der Branderfleckschichten, eine Subsidenz, die vermutlich durch isostatischen Ausgleich bedingt war.

Starke Vertikalbewegungen müssen während des mittleren oder oberen Cenoman die im Untercenoman einheitlich absinkende Lechtaldecken-Front noch einmal stärker gegliedert haben.

Ein ausgeprägtes Relief führte an submarinen Steilstufen zum Abgleiten von großen Olistholithen und Blockmassen in die pelitischen Normalsedimente von kleineren mehr oder weniger isolierten Becken (Abb. 14).

Die basalen klastischen Transgressionssedimente des Untercenoman wurden z. T. wieder umgelagert und erreichten größere Wassertiefen.

Die Veränderung des Komponentenbestandes grobklastischer Ablagerungen der Unteren Branderfleckschichten während des Cenoman verweist auf die zumindest lokal bis ins Turon fortdauernde und schließlich bis auf Wettersteinkalk hinabreichende Abtragung.

Im Obercenoman/Unterturon scheint der Reliefausgleich soweit fortgeschritten, die Lechtaldecke isostatisch (?) so stark abgesunken, daß erstmals seit dem Vraconien wieder ein generell südgerichtetes Paläogefälle im Bajuvarikum vorherrscht und Allothigena von einem entfernten im Norden gelegenen Festlandsgebiet in die nördliche Lechtaldecke eingeschüttet werden. Diese Sedimentation erreicht nach den bisher gemachten Beobachtungen nur noch westliche Teile der Cenoman-Randschuppe. Sie ist im Osten bereits präturon (?), insgesamt aber spätestens nach dem Unterturon von der Allgäudecke mit auflagernder Lechtaldecke begraben worden.

Die lithologisch sehr ähnliche Ausbildung der Oberen Branderfleckschichten in weit voneinander entfernten Einzelaufschlüssen der Lechtaldecke läßt die Annahme zu, daß es sich hierbei um Relikte eines größeren zusammenhängenden Sedimentationsraumes handelt. Die Liefergebiete innerhalb des Bajuvarikums haben während des Turon ihre Bedeutung verloren. Aus einer Vielzahl von kleinen isolierten Becken entstand ein größerer Ablagerungsraum, dessen pelitische hemipelagische Hintergrundsedimentation von klastischen Einschüttungen aus einem extern gelegenen Abtragungsgebiet unterbrochen wird.

Im Turon erstmalig wieder häufig auftretende Rotpelite sprechen für größerräumige marine Zirkulationen und sauerstoffreiche Bodenwässer.

5. BEZIEHUNGEN DER MITTELKREIDE-SERIEN ZUR GOSAU

Im Komponentenbestand der Oberen Branderfleckschichten (Turon) zeichnen sich deutliche Beziehungen zu den Bildungen der Flachwasser-Gosau (Coniac-Untercampan) ab. Nach der Sedimentation des Cenoman, die frei von allothigenen Einschüttungen ist, erreichen im Turon erstmals Sedimentzulieferungen mit „exotischem" Material auch südlichere (hochbajuvarische) Teile des Oberostalpin. Deckentektonische Bewegungen sind die Ursache dafür, daß Schüttungen mit allothigenen Komponenten nun auch die Lechtaldecke erreichen, nachdem sie im Alb auf das Tiefbajuvarikum beschränkt waren. Erst mit der Gosau scheinen Ablagerungen mit vergleichbarem, allothigenem Material auf die höheren kalkalpinen Stockwerke (Tirolikum, Juvavikum) überzugreifen, während nächst tiefere Einheiten aufgrund tektonischer Abdeckung (vgl. Zacher 1966; Oberhauser 1968) frei von diesen Sedimenten blieben.

Die weniger polygene Zusammensetzung der allothigenen Komponenten des Turon ist denen der Flachwasser-Gosau bereits ähnlicher als die des Alb. Von meist roten Quarzporphyr- und Felsitporphyrgeröllen neben Quarzpsammiten und Quarziten berichtet z. B. Schulz (1952) aus der santonen Gosau des Brandenberger Tales oder Erkan (1972) aus dem Ostteil der Nördlichen Kalkalpen. Wie in der Gosau ist auch in den Oberen Branderfleckschichten ultrabasischer Detritus und Chromspinell

aus Norden zugeliefert worden (z. B. ERKAN 1972; DIETRICH & FRANZ 1976).

Wie groß ein eventueller zeitlicher Hiatus zwischen den jüngsten Sedimenten der überschobenen Einheiten und den Ablagerungen des Coniac (im Westen Santon, z. B. Hohes Licht) der überlagernden Einheiten ist, muß eine genauere Erfassung der Obergrenze der Oberen Branderfleckschichten erweisen.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Die syntektonisch entstandenen Sedimente der Mittelkreide (Alb-Turon) aus den drei tiefsten oberostalpinen Stockwerken (Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke, Lechtaldecke) zwischen Ammergau und Vorarlberg wurden stratigraphisch und sedimentologisch untersucht.

In den Mittelkreidesedimenten dieses Gebietes läßt sich eine Dreigliederung durchführen in

Branderfleckschichten (Vraconien/Untercenoman bis Turon)
Losensteiner Schichten (Unter-/Oberalb bis Vraconien) und
Tannheimer Schichten (Oberapt/Unteralb bis Unteralb/Mittelalb).

Die Abtrennung und Neubenennung der Branderfleckschichten ist durch die eigenständige Entwicklungsgeschichte dieser Serie gerechtfertigt. Während Tannheimer und Losensteiner Schichten auf die Cenoman-Randschuppe und Allgäudecke beschränkt sind, treten die Branderfleckschichten in der westlichen Cenoman-Randschuppe und am Nordrand der Lechtaldecke auf. Die drei genannten Serien lassen sich im tiefsten Oberostalpin nach Westen bis ins Große Walsertal verfolgen.

Die Fehlinterpretation der Tannheimer und Losensteiner Schichten als Flachwassersedimente geht vor allem auf die Nichtbeachtung der häufigen gravitativen Resedimentationserscheinungen in diesen Serien zurück. Seichtwasserfaunen sind durchwegs an schwerkraftbedingte Sedimentumlagerungen gebunden und als allochthon zu bezeichnen. Ichno- und Biofazies sowie sedimentologische Aspekte (Sedimentationsraten, Sedimentstrukturen, Assoziationen von Lithofaziestypen) weisen in den Tannheimer Schichten und Losensteiner Schichten auf eine Ablagerung hin, die unter tiefmarinen Bedingungen deutlich über der Calcitkompensationstiefe stattfand. Eine Bildung im tieferen Sublitoral bis oberen Bathyal wird als wahrscheinlich angesehen.

Über den geringmächtigen, bereits stark terrigen beeinflußten pelitischen Tannheimer Schichten setzen die gröberklastischen Losensteiner Schichten ein, an deren Bildung turbiditische Sedimentation nachweislich beteiligt ist. Die Losensteiner Schichten wurden in relativ kleinräumigen, fingerförmig radial nach Süden ausgreifenden submarinen Fächern gebildet, also lateral aus Norden in den Ablagerungsraum von Cenoman-Randschuppe und südlich anschließender Allgäudecke eingeschüttet. Eine Mittelkreidetransgression in der Allgäudecke ist nicht belegbar. Die Psephite dieser Serie stellen nicht, wie vielfach vermutet, Transgressionskonglomerate dar, sondern sind gröberklastische Füllungen von Rinnen (channels), die örtlich tief in liegende Sedimente submarin einerodiert sind. Pelite des Apt/Unteralb sind dort erhalten geblieben, wo die hangenden Losensteiner Schichten in feinerklastischer „inter-channel"-Fazies ausgebildet sind.

Die Merkmale abnehmender Proximalität in den klastischen Sedimenten der Losensteiner Schichten, von der Cenoman-Randschuppe nach Süden in die Allgäudecke, sind als weitere Belege für den generell Nord-Süd-gerichteten Sedimenttransport bis ins Vraconien zu werten.

Im obersten Alb der Cenoman-Randschuppe folgen über den Losensteiner Schichten die klastischen Branderfleckschichten mit olisthostromatischen Bildungen. Diese Block/Pelitmassen stellen Abtragungsprodukte der während des Vraconien über Meeresniveau gehobenen Stirn der Lechtaldecke dar. Dies ist aus sedimentologischen Beobachtungen und aus der Analyse des Geröllbestandes der Olisthostrome abzuleiten. Mit dem Einsetzen dieser Schüttungen ausschließlich kalkalpiner Komponenten aus Süden ist die allothigeneführende Sedimentzulieferung aus Norden unterbrochen.

Im Nordrandbereich der Lechtaldecke transgredieren die Branderfleckschichten nach kurzer Emersionsphase im Vraconien (?)/Untercenoman. Über vorwiegend kalkarenitischen Transgressionssedimenten folgen Pelite des Untercenoman, die die beginnende Subsidenz des Lechtaldecken-Nordrandes anzeigen. Fortgesetzte tektonische Bewegungen führen im mittleren (?) bzw. oberen Cenoman zu erneuter Verstärkung des submarinen und lokal noch subaerischen Reliefs, das in Verbindung mit starker Bruchtektonik die Bildung der für die Unteren Branderfleckschichten charakteristischen, mächtigen Blockbreccien verursacht. Die während dieser paroxysmalen Zeit noch tiefer greifende Erosion spiegelt sich darin, daß im Obercenoman/Unterturon erstmals auch Wettersteinkalk aufgearbeitet wurde.

Die Unteren Branderfleckschichten (Vraconien – Obercenoman/Unterturon) zeichnen sich dadurch aus, daß sie frei von allothigenen, nichtkalkalpinen Komponenten sind (untergeordneter, siliziklastischer Detritus sowie Schwerminerale gingen aus der Aufarbeitung älterer Mittelkreidepsammite hervor). Mit den Oberen Brander-

fleckschichten des Turon kommt es zu einer weiteren markanten Umstellung der Sedimentation, die durch eine Umkehr des Paläogefälles hervorgerufen wird. Kristallinführende Sedimenteinschüttungen aus Norden, ähnlich denen, die im Alb zur Bildung der Losensteiner Schichten Anlaß gaben, erreichen nun den stark absinkenden Nordrand der Lechtaldecke. In die zunehmend pelagischer werdende Pelitsedimentation über den Blockbreccien schalten sich turbiditische Grauwackenschüttungen, Geröllpelite und mächtigere Olisthostrome ein. Die klastischen turonen Sedimente der Oberen Branderfleckschichten sind durch vorwiegend bis ausschließlich allothigenen Stoffbestand charakterisiert. Erstmals konnte ultrabasischer Detritus neben Malm- und Unterkreide-Riffschuttkalken mit Korallen, Rudisten etc. in turonen (?) Sedimenten der Oberen Branderfleckschichten beschrieben werden.

Eine Reihe von Fakten führten zwingend zu dem Schluß, daß präcenomane Tektonik in Allgäudecke und Lechtaldecke sich nicht, wie bisher angenommen in Faltung, Bruchtektonik und kleinräumigen Verschuppungen erschöpfte. Für eine präcenomane Abdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke sprechen folgende Beobachtungen:

a) Die Mittelkreideablagerungen der Allgäudecke in den Vilser und Tannheimer Bergen reichen nur bis in das Vraconien und nicht wie bisher vermutet, ins Cenoman und Turon.
b) Abtragungsmassen der Lechtaldeckenstirn, die nahe der Grenze Vraconien/Untercenoman über das Meeresniveau gehoben wird, gleiten als Olisthostrome nach Norden in den verbliebenen Ablagerungsraum der Cenoman-Randschuppe ab, erreichen aber nicht mehr die Allgäudecke.
c) Die Sedimentation in der nördlichen Lechtaldecke beginnt in Flachwasserfazies zu dem Zeitpunkt, in dem die Tiefwassersedimentation der Allgäudecke endet.

Dieser Faziesgegensatz und die räumliche Verteilung der Mittelkreidesedimente läßt sich am zwanglosesten durch die Annahme einer tektonischen Überdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke während des höheren Vraconien erklären. Weiterhin spricht für interne Dekkenbewegungen innerhalb des Bajuvarikums vor der „mediterranen Phase", daß die aus Norden kommende exotikaführende Sedimenteinschüttung der Oberen Branderfleckschichten bereits im tieferen Turon über teilweise noch nicht abgedeckte Reste der Cenoman-Randschuppe, direkt den Nordrand der inzwischen isostatisch (?) abgesunkenen Lechtaldecke erreicht, nicht aber die Allgäudecke.

Die Serpentinit- und Quarzporphyre etc. führende Sedimentation des Turon leitet zur Gosau über, die nach kurzem Hiatus (?) in den nächst höheren Einheiten beginnt und während der die Exotikaschüttung aus Norden weiter nach Süden, bzw. auf höhere Baueinheiten übergreift.

CONCLUSIONS

The Midcretaceous clastic sediments, which are exposed along the northern margin of the Northern Calcareous Alps reflect those events that led to the imbricate stacking of nappes within the Upper Austroalpine tectonic unit. The temporal succession, types and intensities of synsedimentary tectonic movements are partially unraveled by using stratigraphic, sedimentpetrographic and facies analysis data.

Based on contrasting lithofacies, stratigraphic range and regional distribution, the Midcretaceous clastic sediments from the lower units of the Upper Austroalpine (Bajuvaricum) are subdivided into three series:

3. Branderfleck beds (Vraconian/Lower Cenomanian to Turonian)
2. Losenstein beds (Lower/Upper Albian to Vraconian)
1. Tannheim beds (Upper Aptian/Lower Albian to Lower Albian/Middle Albian).

The Tannheim and Losenstein beds are restricted to the lowest tectonic units (Cenoman-Randschuppe, Allgäu nappe). The Branderfleck beds occur in the upper tectonic unit (Lechtal nappe) and in the most northerly part of the lower tectonic units (Cenoman-Randschuppe).

Former studies neglected to consider mass flow redeposits, which are common within these synorogenic sediments and thus account for some misinterpretations of the depositional environments. The Losenstein beds were interpreted as shallow water nearshore marine deposits with deltaic affinities (e. g. K. Müller 1973), although "flyschlike" sedimentary phenomena were noted (e. g. Löcsei 1974). Rarely found shallow water megafauna occurences influenced the facies interpretation but were not recognized as being incorporated into gravity mass flow redeposits (slumps, slides, mudturbidites, olistostromes).

The ichno- and biofacies as well as sedimentological features (sedimentation rates, sedimentary structures, associations of lithofaciestypes, and geometry of sedimentbodies) in the Tannheim and Losenstein beds suggest that they were deposited under relatively deep marine conditions but above Calcite Compensation Depth. The most plausible depths range from deeper sublittoral to upper bathyal..

The Tannheim beds are varicolored mud- and siltstones reflecting a quiet hemipelagic sedimentation with an upward increasing terrigenous influence. They are overlain by the predominantly coarser-grained Losenstein beds, which represent heterogeneous deposits of small scale, north-south radiating submarine fans. In some profiles, the Losenstein beds commence with a thickening- and coarsening upward sequence of turbiditic, siliciclastic psammites. Locally, conglomerates in the Losenstein beds unconformably overlie Lower Cretaceous calcilutites or even Jurassic limestones. These observations formerly led to an interpretation of these conglomerates as transgressive. Not the faintest evidence, however, for nearshore or shallow water deposits is found in this lithology. Rather, because of their geometry, internal sedimentary structures, and pebble imbrication, these polymict conglomerates must represent coarse grained channel-fills. Locally they fill channels cut deeply into underlying sediments by submarine erosion. Pelitic sediments of the Aptian/Lower Albian (Tannheim beds) were only preserved in areas, where the overlying Losenstein beds display a fine-grained interchannel facies.

Paleocurrents from the north are indicated by bottom marks from turbiditic psammites as well as evidence of southwards decreasing proximality in conglomerates. The analysis of microfacies in conglomerate pebbles allows a reconstruction of stratigraphic sequences in the area of provenance, although the paleogeographic position of this area remains unknown and controversial.

In the Cenoman-Randschuppe the Branderfleck beds are developed in a slightly different facies in comparison with those from the Lechtal nappe. They uniformly blanket the Losenstein beds in the Cenoman-Randschuppe, but are in transgressive contact with folded Jurassic and Triassic rocks of the northern, frontal part of the Lechtal nappe.

Olistostromes and coarse breccias of Vraconian and Lower Cenomanian age in the Cenoman-Randschuppe are formed by debris, which was derived from the frontal part of the Lechtal nappe to the south. This is suggested, based on grainsize observations and microfacies of pebble-size clasts. The introduction of this clastic material from Mesozoic rocks of a southern provenance interrupted the influx of debris of Mesozoic and Paleozoic rocks from the external sources to the north.

Subsequent to a period of emersion and subaerial erosion, calcarenitic and conglomeratic sediments were deposited on the northern frontal part of the Lechtal nappe during the Lower Cenomanian transgression. Continuous subsidence of this area is documented in a sequence of pelitic sediments, which show increased differentiation between marly host sediments and redeposited psammitic intercalations.

During the Middle to Upper Cenomanian renewed tectonic movements (blockfaulting) may have caused a more pronounced submarine and, locally, subaerial relief. Rock-falls and blockavalanches below steep submarine escarpments formed large masses of megabreccias, which grade into organized and finer grained breccias in basinal facies. These coarse clastic deposits, formed during the Cenomanian/Turonian transition, also indicate a deeper reaching erosion than during the Lower Cenomanian, which led to stratigraphic inversion and the redeposition of basal sediments of the Branderfleck beds.

The Lower Branderfleck beds (Vraconian to Upper Cenomanian/Lower Turonian) are characterized by detrital components, which are derived exclusively from Upper Austroalpine units. No "exotic" clasts from external provenance are recognized. Minor siliciclastic detritus and heavy minerals (including picotite) are regarded as material from reworked Albian (?) sediments.

During the Turonian, a marked change in the detrital influx and resulting lithofacies occured. The influence of local sources on sediment input was strongly reduced whereas the sediment contribution from a distant source area in the north began to dominate the deposition of the Upper Branderfleck beds (Lower to Upper[?] Turonian). Turbiditic greywackes with considerable amounts of serpentinitic detritus, olistostromes and conglomerates with clasts and pebbles of Midcretaceous and Lower Cretaceous biodetrital reef-limestones as well as rhyolites and quartzites are intercalated in varicolored hemipelagic pelites of this section. Advanced subsidence and the reduction of the submarine relief must have preceded the accumulation of these sediments. Several small isolated sedimentary basins set into the Upper Austroalpine nappe pile must have been joined and amalgamated into an extended epicontinental basin with a general paleoslope directed to the south. This permitted the southward advance of fingerlike sedimentary bodies, which strongly resemble those of submarine fan environments including channel-fills and interchannel deposits.

According to the prevailing opinions, Precenomanian tectonics (Austrian phases, TOLLMANN 1964) only resulted in folding, blockfaulting and minor thrusting within the Upper Austroalpine platform. However, the following observations suggest that nappe movement and coverage of the Allgäu nappe by the Lechtal nappe occured before the Cenomanian:

a) The youngest Midcretaceous deposits in the Allgäu nappe of the investigated area are of Vraconian age (GAUPP 1980). Former biostratigraphic determinations of Cenomanian and Turonian are untenable and must be revised.
b) Coarse clastic debris from the frontal part of the Lechtal nappe, which was uplifted to the level of erosion during Vraconian/Lower Cenomanian, was shed to the north into the remnant basin of the Cenoman-Randschuppe, but did not reach the more southerly Allgäu nappe.

c) The sedimentation in the northern frontal part of the Lechtal nappe began in a shallow water environment at the time, when the deepwater sedimentation in the Allgäu nappe abruptly ceased.

This contrast of facies and the spatial distribution of Midcretaceous sediments can be explained by assuming a tectonic thrusting during the uppermost Vraconian of the Lechtal nappe over the Allgäu nappe.

The resolution of the temporal succession of nappe movements in the Bajuvaricum units of the Upper Austroalpine realm must also take into account evidence from redeposits:

During the Lower Turonian (Upper Branderfleck beds) sediment gravity flows rich in "exotic" debris from the north crossed the open Cenoman-Randschuppe basin and lap up directly on to the isostatically(?) subsided northern frontal part of the Lechtal nappe. The flows, however, did not reach the Allgäu nappe region. This is further evidence for the internal nappe stacking within the Bajuvaricum well before the "Mediterranean Phase" of the Middle Turonian.

Thus tectonic activities continued along the northern margin of the Austroalpine epicontinental platform during the interval between two major tectonic phases of the early alpine orogenic history, which have commonly been described as discrete episodes.

Dank

Für zahlreiche Anregungen zu dieser Arbeit und für wertvolle Kritik möchte ich vor allem den Herren Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé, Prof. Dr. W. Zacher, Dr. H. Bögel, Prof. Dr. D. Herm, Prof. Dr. R. Hesse, Prof. Dr. E. Ott, Prof. Dr. P. Faupl und Prof. Dr. W. Frisch herzlich danken.

Die Bestimmung der Mikrofauna verdanke ich Herrn Prof. Dr. H. Hagn und Herrn Dr. H. Risch. Herrn Prof. Dr. F. Fabricius bin ich dankbar dafür, daß er mir die Möglichkeit gab zu sedimentpetrographischen und röntgenographischen Untersuchungen in der Abteilung Sedimentforschung/Meeresgeologie der Technischen Universität München.

Für die Durchsicht des Manuskriptes danke ich den Herren Prof. Dr. D. Herm, Dr. H. Seyfried, Dr. T. Lauber und Dr. K. Kelts.

7. LITERATURVERZEICHNIS

BASAN, P. B. (ed.) (1978): Trace fossil concepts. – Soc. Econ. Pal. Miner., short course No. 5, 201 pp; Tulsa.

BERNOULLI, D. & JENKYNS, H. C. (1974): Alpine, mediterranean and central atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – In: R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Soc. Econ. Pal. Miner., spec. publ. No. 19: 129–160; Tulsa.

BÖGEL, H. (1971): Beitrag zum Aufbau der Reiteralm-Decke und ihrer Umrandung (Berchtesgadener Alpen). – Diss. (Auszug), Techn. Univ. München, 21 pp; München.

BORNHORST, A. (1958): Geologie des Kalkalpenbereichs zwischen Vilser Alpen, Thaneller und dem Plansee, Tirol. – Diss. (Auszug) Techn. Hochschule München, 27 pp; München.

COLACICCHI, R. & PIALLI, G. & PRATURLON, A. (1975): Megabreccias as a product of tectonic activity along a carbonate platform margin. – Proc. Int. Congr. Sedim. 1975. Nice, 61–66; Nice.

COUGH, S. & HESSE, R. (1976): Submarine meandering talweg and turbidity currents flowing 4000 km in the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea. – Geology, 4: 529–533; Boulder, Col.

CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1939): Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. – N. Jahrb. Mineral, Beil.-Bd. 80, B, 307–463; Stuttgart.

DAVIES, I. C. & WALKER, R. G. (1974): Transport and deposition of resedimented conglomerates, the Cap Enragé formation. Cambro-Ordovician, Gaspe, Quebec. – Journ. Sed. Petrol., 44: 1200–1216; Tulsa.

DIETRICH, V. & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., 50: 85–109; Stuttgart.

DOBEN, K. (1976): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, 1:25000, Blatt Nr. 8433 Eschenlohe. – 1 geol. Karte, Hsg. Bay. G. L. A.; München.

EL NOOR, W. (1966): Geologische Spezialuntersuchungen in den östlichen Allgäuer Alpen (Unterjoch, – Sorgschrofen, – Vilstal). – Ungedr. Dipl.-Arbeit, Techn. Hochschule München, 80 pp; München.

ERKAN, E. (1972): Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 65, 1972, 33–107; Wien 1973.

FAHLBUSCH, V. (1964): Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 4: 107–125; München.

FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25: 81–110; Wien.

— — & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der Kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., 68: 93–120; Stuttgart.

FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, 60: 121–139.

FUCHS, T. (1883): Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? – N. Jahrb. Min. etc. Beil.-Bd., 2: 487–584; Stuttgart.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sediment-Petrologie Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine. – 3. Aufl., 784 pp; Schweizerbart, Stuttgart.

GARRISON, R. (1967): Pelagic limestones of the Oberalm beds (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) Austrian Alps. – Bull. Canad. Petroleum Geol., 15: 21–49; Calgary.

— — & FISCHER, A. G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. – Soc. Econ. Pal. Miner., 14: 20–56; Tulsa.

GAUPP, R. (1977): Zur Geologie der Berge nördlich von Hindelang/Allgäu. – Ungedr. Dipl.-Arbeit, Techn. Universität München, 146 pp; München.

— — (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Techn. Universität München, 282 pp; München.

— — & MÖLLER, N. & BORSCHINSKY, R. (1981): Epicontinental clastic sediments of the Northern Calcareous Alps (Cenomanian/Turonian): examples of syntectonic sedimentation. – Int. Ass. Sedimentologists 2nd European Regional Meeting 1981, Bologna, Abstr. 68–72; Bologna.

GEYER, G. (1909): Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jahrb. Geol. R.-A., 59: 29–100; Wien.

GRACIANSKY, P. C. de & BOURBON, M. & LEMOINE, M. & SIGAL, J. (1981): The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margins. – Eclogae geol. Helv., 74/2: 353–367; Basel.

HELMCKE, D. & PFLAUMANN, U. (1971): Zur ,,Transgression" der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg/Österreich). – Geologica et Palaeontologica., 5: 149–163; Marburg.

HESSE, R. (1972): Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. – Geol. Bav., 66: 148–222; München.

— — (1974): Longdistance continuity of turbidites: possible evidence for an early cretaceous trench-abyssal plain in the East Alps. – Bull. geol. Soc. Amer., 85: 859–870; New York.

HOEDEMAKER, Ph. J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits and their occurence in the region of Moratalla (Province of Murcia Spain). – Scripta Geologica., 19: 1–207; Leiden.

HUCKENHOLZ, H. G. (1963): Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. – Fortschr. Miner., 40: 151–192; Stuttgart.

HUCKRIEDE, R. (1958): Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt-Unter-Cenoman). – Verh. Geol. B. A. Wien, 1958: 71–86; Wien.

IMMEL, H. (1979): Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayerischen Alpen. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series, A, No. 6: 607–644; Stuttgart.

— — & ROCHOW, H. v. & WEIDICH, K. F. (1981): Erste Ammoniten-Funde aus dem oberen Cenoman und Turon der Nördlichen Kalkalpen und ihre paläogeographische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1981 (8): 463–474; Stuttgart.

JACOBSHAGEN, V. & OTTE, O. (1968): Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). – Geologica et Palaeontologica., 2: 97–107; Marburg.

KALLIES, H. B. (1961): Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schoppernau. – Geol. Jahrb., 78: 257–298; Hannover.

KOCKEL, C. W. & RICHTER, M. & STEINMANN, H. G. (1931): Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Veröff. D. Ö. A. V., 10: 231 pp; Innsbruck.

KOLLMANN, H. A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (Oberösterreich). – Vh. Geol. B. A., 1968: 126–136; Wien.

KRAUS, E. (1941): Flysch-ähnliche Oberkreide aus den Kalkalpen. – Z. dtsch. Geol. Ges., 93: 299–308; Berlin.

KRUSE, G. (1964): Über eine Albfauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achetal (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 4: 93–106; München.

LEUCHS, K. (1947): Die Beziehung zwischen Gosau und Flyschfazies. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., Abtl. I., 156: 167–180; Wien.

LIEBAU, A. (1976): Entwurf einer paläobathymetrischen Flachmeer-Zonierung mit Hilfe von Ostracoden und anderen Mikrofossilien. – Zentralblatt Geol. Paläont. II, Jahrg. 1976, 5/6: 442–447.

LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jahrb. Geol. B. A., 117: 17–54; Wien.

LUTYJ-LUTENKO, A. (1951): Bau und Strukturen der Lechtaldecke im Gebiet der Jachenau zwischen Walchensee und Isar-Tal. – Geol. Bav. 8; 63 pp; München.

MIALL, A. D. (1976): Facies Models 4. Deltas. – Geoscience Canada, 3: 215–227; Toronto.

MUTTI, E. (1974): Examples of ancient deep-sea fan deposits from circum-mediterranean geosynclines. – In: R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation; Soc. Econ. Pal. Miner., spec. publ., 19: 92–105; Tulsa.

— — & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell appenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – Mem. Soc. Geol. Italia, 11: 161–199; Pisa.

— — (1975): Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Appennines. – 9th Intern. Congr. Sedim. Nizza, Exkursionsführer 11: 21–36; Nizza.

MÜLLER-DEILE, G. (1940): Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochelsee in Oberbayern. – Mitt. Reichsinst. f. Bodenforschung, 34: 106 pp; München.

MÜLLER, K. (1967): Sedimentpetrographische Untersuchungen im ,,Randcenoman" in Bayern und Vorarlberg. – Diss. Techn. Univ. Clausthal, 143 pp; Clausthal.

— — (1973): Das ,,Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdsch. 62., 1: 54–96; Stuttgart.

NELSON, C. H. & NILSEN, T. H. (1974): Depositional trends of modern and ancient deep sea fans. – In: R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Soc. Econ. Pal. Miner. spec. publ., 19: 69–91; Tulsa.

NORMARK, W. R. (1974): Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep sea fans. – In: R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Soc. Econ. Pal. Miner., spec. publ., 19: 56–68; Tulsa.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jahrb. Geol. B. A., Bd. 106: 1–88; Wien.

— — (1964): Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B. A., 1964: 47–52; Wien.

— — (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläozän im Ostalpenraum. – Jahrb. Geol. B. A., 111: 115–145; Wien.

OEDEKOVEN, L. (1976): Die grobklastischen Sedimente des Jura und der Unterkreide in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Traunsee. – Diss. Techn. Univ. München, 185 pp; München.

OSSWALD, K. (1929): Die Wendelsteingruppe. – Mitt. geogr. Ges. München XXI, 2: 182–304; München.

— — (1959): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, 1:25000. – Blatt-Nr. 815 Brannenburg; Bayer. Geol. Landesamt München.

— — (1961–1966): Der Einbachhang und die Wildbarren-Mittelkreide. – Unveröff. Manuskript aus dem Nachlaß aufbewahrt im Inst. f. Geol. d. Techn. Univ. München.

OTTE, O. (1972): Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Großen Walsertales (Österreich). – Diss. Freie Univ. Berlin, 195 pp; Berlin.

PASSEGA, R. (1964): Grain size representation by CM-patterns as a geological tool. – Journ. Sed. Petrol., 34/4: 830–847; Tulsa.

PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1973): Sand and sandstone. – 618 pp; Springer, New York, Heidelberg, Berlin.

PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:25000. – Blatt-Nr. 8237 Miesbach, 415 pp; Bayer. Geol. Landesamt, München.

PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – Beih. Geol. Jb., 48: 129–204; Hannover.

PREY, S. (1968): Probleme im Flysch der Ostalpen. – Jahrb. Geol. B. A., 111: 147–174; Wien.

RAHMAN, A. (1967): Die Gastropoden der Oberkreide (Obercenoman) von Hölzelsau bei Niederndorf in Tirol. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 7: 23–134; München.

REISER, K. A. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geognost. Jahrb., 1920–1924 Nr. 33, 35, 37; München.

REUM, H. (1954): Zur Geologie des Alpenrandes im Raume der Füssener Bucht. – Ungedr. Dipl.-Arbeit, Techn. Hochsch. München, 90 pp; München.

RICHTER, D. (1973): Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 143: 304–344; Stuttgart.

— — & MARIOLAKOS, I. (1973): Olisthothrymma, ein bisher nicht bekanntes tekto-sedimentologisches Phänomen in Flyschablagerungen. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 142: 165–190; Stuttgart.

RICHTER, M. (1926): Die Cenoman-Transgression im Ammergebirge. – Cbl. Miner etc., 1926: 57–64; Stuttgart.

— — (1970): Die Aroser Decke (Arosa-Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayerischen Alpenrand. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 10: 605–631; Stuttgart.

RIGBY, J. K. & HAMBLIN, W. K. (eds.) (1972): Recognition of ancient sedimentary environments. – Soc. Econ. Pal. Miner., spec. publ., Nr. 16, 340 pp; Tulsa.

RISCH, H. (1969): Stratigraphie der höheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. – Diss. Univ. München, 180 pp; München.

— — (1971): Stratigraphie der höheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. – Paläontographica Abtl. A, 138: 1–80; Stuttgart.

ROEDER, D. (1976): Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Z. Dtsch. Geol. Ges. 127: 87–103; Hannover.

SÖHLE, U. (1899): Das Ammergebirge, geologisch aufgenommen und beschrieben. – Geognost. Jh. 11; München.

SURLYK, F. (1975): Fault controlled marine Fan-delta sedimentation at the Jurassic-Cretaceous Boundary, East Greenland. – IX. Int. Congr. Sedim., 1975: 306–311; Nice.

SCHIDLOWSKI, M. (1962): Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzer Wald (Vorarlberger Kalkalpen). – Vh. Geol. B. A., 1962: 49–63; Wien.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges., 66/67: 165–193; Wien.

SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens. – Geol. Bav. Nr. 4, 55 pp; München.

SCHOLZ, G. (1978): Beitrag zur Kenntnis des ostalpinen Alb, 1. Oberalb-Ammoniten aus dem Kampenwandvorland (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 18: 39–44; München.

SCHULZ, O. (1952): Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont., 95: 1–98; Stuttgart.

STANLEY, D. J. & UNRUG, R. (1972): Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient basins. – In: J. K. RIGBY & HAMBLIN, W. K. (eds.), Recognition of ancient sedimentary environments. – Soc. Econ. Palaeont. Miner., spec. publ., 16: 287–340; Tulsa.

STAUFFER, P. H. (1967): Grain-flow deposits and their implication. Santa Ynez Mountains, California. – Journ. Sed. Petrol., 37: 487–508; Tulsa.

STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – 443 pp; Berlin.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpen-Synthese. – Verlag Deuticke Wien, 256 pp; Wien.

— — (1965): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – 1. Teil: Verh. Geol. B. A., Sonderheft Q: 103–133, Wien. 2. Teil: Z. Dtsch. Geol. Ges., Jahrb. 1964, Bd. 116: 359–389; Hannover.

— — (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekton. Forsch., 21: 1–156; Stuttgart.

— — (1970): Deckenbau der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 136/1: 80–133; Stuttgart.

— — (1976a): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. II, Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 pp; Deuticke Wien.

— — (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. III, Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 pp; Deuticke Wien.

TUCHOLKE, B. E. & VOGT, P. R. & MURDMAA, I. O. & ROTHE, P. & HOUGHTON, R. L. & GALEHOUSE, J. S. & KANEPS, A. & MCNULTY, C. L. & OKADA, H. & KENDRICK, J. W. & DEMARS, K. R. & MCCAVE, I. N. (1979): Int. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 43. – U. S. Govt. Print. Office; Washington (D. C.).

WALKER, R. G. (1966): Shale Grit and Grindslow Shales; transition from turbidite to shallow water sediments in the upper Carboniferous of Northern England. – Journ. Sed. Petrol., 36: 90–114; Tulsa.

— — (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. – Journ. Sed. Petrol., 37/1: 25–43; Tulsa.

— — (1975a): Upper cretaceous resedimented conglomerates at Wheeler Gorge, California: description and fieldguide. – J. Sedim. Petrol., 45: 105–112; Menasha.

— — (1975b): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Bull. Geol. Soc. Amer., 86: 737–748; New York.

— — (1975c): Conglomerate: Sedimentary structures and facies models. – In: J. C. HARMS et al. (eds.): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Soc. Econ. Paleont. Miner., short course No. 2: 133–161; Tulsa.

— — (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – Ass. Amer. Petrol. Geol. Bull., 62/6: 932–966; New York.

WEIDICH, K. F. (1980): Zur Geologie der Kalkalpenrandzone zwischen Ohlstadt und Kochelsee (Oberbayern) und Feinstratigraphie der mittleren Kreide. – Ungedr. Dipl.-Arbeit Universität München, 77 pp; München.

WOLFF, H. (1968): Die tiefe Oberkreide (Cenoman-Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 8: 309–332; München.

— — (1970): Gastropodenfauna und Biotope des Oberalb (und Vraconien) vom Tennboden (Bayerische Kalkalpen, Chiemgau). – Diss. Univ. München, 208 pp; München.

ZACHER, W. (1959): Geologie der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). – Mit besonderer Berücksichtigung der Kreideablagerungen und ihrer exotischen Gerölle. – Diss. Techn. Hochschule München, 106 pp; München.

— — (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000. – Blatt-Nr. 8430 Füssen, 151 pp; Bayer. Geol. Landesamt München.

— — (1966): Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). Mit einem mikropaläontologischen Beitrag von F. BETTENSTAEDT. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 6: 213–228; München.

ZEIL, W. (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. – Geol. Bav. Nr. 20, 85 pp; München.

— — (1955): Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 101: 141–226; Stuttgart.

— — (1956): Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103: 375–412; Stuttgart.

— — (1957): Faziesunterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinalen Bayerns. – Geol. Rdsch., 45: 134–143; Stuttgart.

TAFELN

Immel, Klinger & Wiedmann 1–11

Tafel 1

Alle Figuren in natürlicher Größe, sofern nicht anders angegeben
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Cymatoceras sharpei* (SCHLÜTER)
Hypotypoid M 31, Wohnkammerexemplar
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 2: ders., Hypotypoid M 32
Phragmokon
a: Lateralansicht ohne Schale
b: Lateralansicht mit Schale
c: Frontalansicht

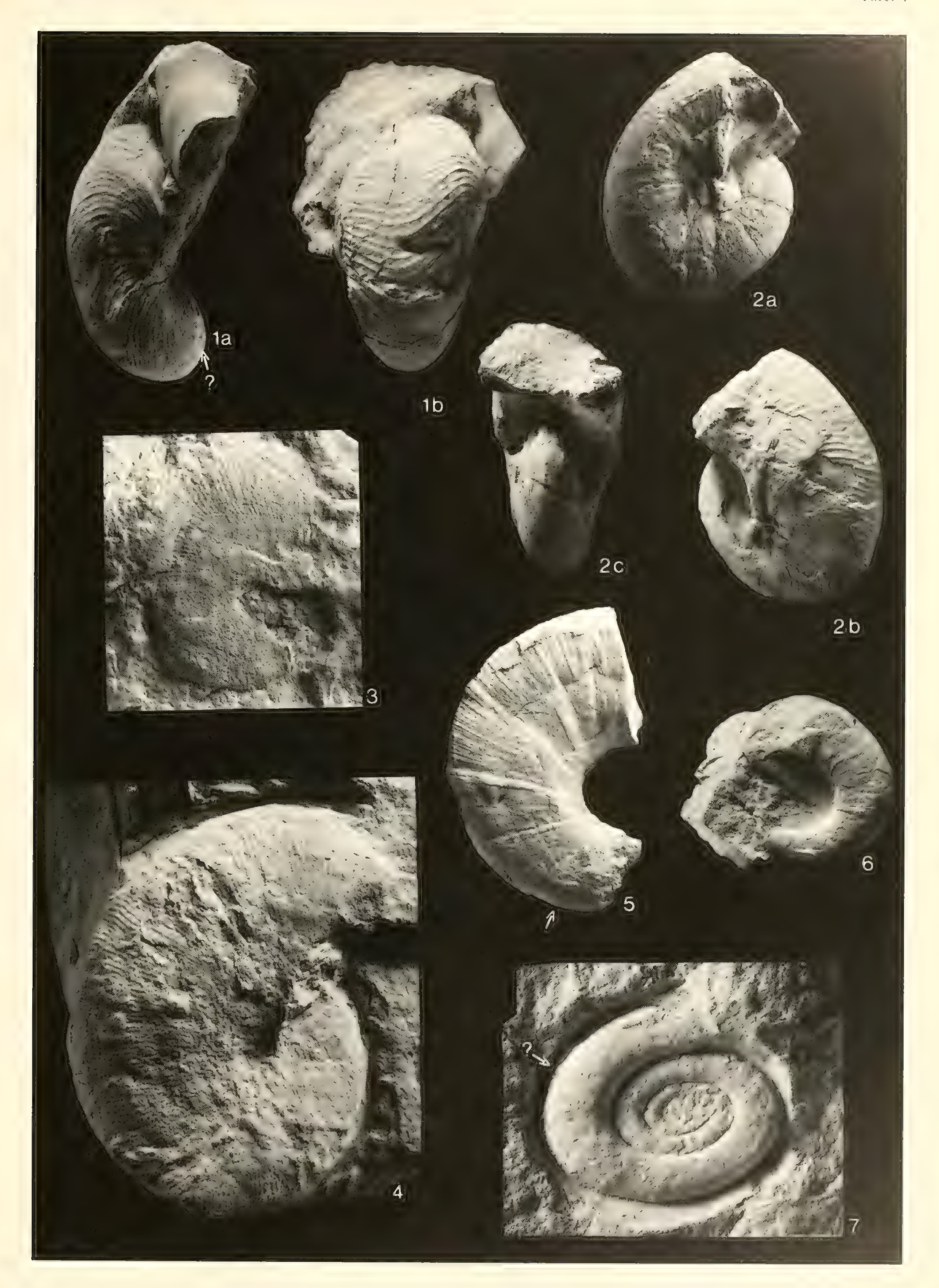
Fig. 3: *Phylloceras (Hypophylloceras) velledaeforme* (SCHLÜTER)
Hypotypoid GPII P. 8163, Phragmokon, × $^{2}/_{1}$
Lateralansicht

Fig. 4: ders., Hypotypoid M 21
Phragmokon
Lateralansicht

Fig. 5: *Gaudryceras* ex gr. *denseplicatum* (YABE)
Wohnkammerexemplar, GPII P. 8179
Lateralansicht

Fig. 6: *Gaudryceras* sp.
Phragmokon, M 51
Lateralansicht

Fig. 7: *Anagaudryceras* cf. *subtililineatum* (KOSSMAT)
Juvenile Form mit Wohnkammeransatz, M 18
Lateralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg/Tirol

Tafel 2

Alle Figuren in natürlicher Größe, sofern nicht anders angegeben
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Saghalinites* aff. *wrighti* BIRKELUND
M 14
Lateralansicht

Fig. 2: ders., Wohnkammerexemplar, GPII P. 8178
Lateralansicht

Fig. 3: *Pseudophyllites latus* (MARSHALL)
Hypotypoid M 48
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 4: ders., Hypotypoid GPII P. 8164
Exemplar mit Wohnkammer (?)
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 5: *Kitchinites stenomphalus* SUMMESBERGER
Hypotypoid M 47, Phragmokon
Lateralansicht

Fig. 6: *Damesites* cf. *compactus* (VAN HOEPEN)
GPII P. 8191
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 7 : *Damesites* sp.
GPII P. 8192, × 3/2
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 8: ?*Mesopuzosia* sp. indet.
Phragmokon, GPII P. 8171
Lateralansicht

Fig. 9: *Parapuzosia daubréei* (DE GROSSOUVRE)
Hypotypoid GPII P. 8172, Phragmokon, × 1/3
Lateralansicht

Fig. 10: ders., fragliches Exemplar GPII P. 8175
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg/Tirol.

Tafel 3

Alle Figuren in natürlicher Größe, sofern nicht anders angegeben
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Parapuzosia daubréei* (DE GROSSOUVRE)
Hypotypoid M 41, × $^1/_2$
Exemplar mit eingebrochenem Wohnkammerfragment
Lateralansicht

Fig. 2: ders., Hypotypoid GPIH P. 8173
Wohnkammerexemplar
Lateralansicht

Fig. 3: *Parapuzosia corbarica* (DE GROSSOUVRE)
Hypotypoid GPIH P. 8176
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht



Immel, H., Klinger, H. C. & J. Wiedmann: Cephalopoden von Brandenberg/Tirol

Tafel 4

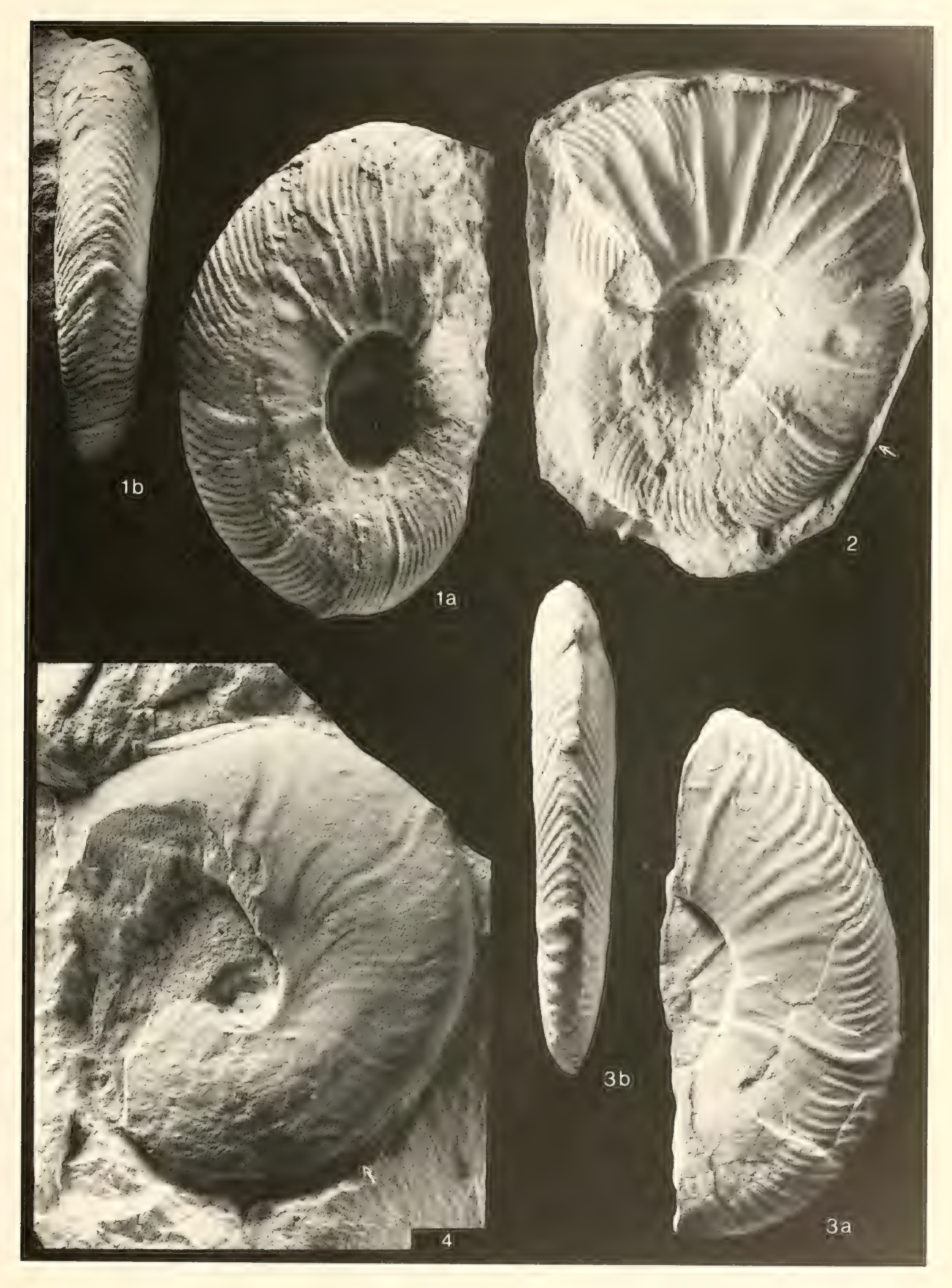
Alle Figuren in natürlicher Größe
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Parapuzosia corbarica* (DE GROSSOUVRE)
Hypotypoid M 43, Phragmokon
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 2: *Parapuzosia daubréei* (DE GROSSOUVRE)
Hypotypoid GPII P. 8174
Abguß eines Wohnkammerexemplares
Lateralansicht

Fig. 3: ?*Mesopuzosia yubarensis* (JIMBO)
Hypotypoid GPII P. 8177, Wohnkammerexemplar (?)
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 4: *Desmophyllites* cf. *larteti* (SEUNES)
Wohnkammerexemplar, M 46
Lateralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg/Tirol.

Tafel 5

Alle Figuren in natürlicher Größe, sofern nicht anders angegeben
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Hauericeras gardeni* (BAILY)
Hypotypoid M 16, Wohnkammerexemplar
Lateralansicht

Fig. 2: ders., Hypotypoid BSP 1959 VI 48
Phragmokon mit Wohnkammeransatz
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 3: ders., Hypotypoid GPII P. 8180
Phragmokon
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 4: ders., Hypotypoid M 53
Phragmokon
Lateralansicht

Fig. 5: *Kossmaticeras (Kossmaticeras)* cf. *sparsicostatum* (KOSSMAT)
Wohnkammerfragment (?) mit Einschnürung (×), GPII P. 8182
Lateralansicht

Fig. 6: *Patagiosites patagiosus* (SCHLÜTER)
Hypotypoid M 25, mit Wohnkammerbeginn (?), × ²/₁
Lateralansicht

Fig. 7: *Patagiosites redtenbacheri* n. sp.
fragliches Paratypoid M 13, Innenwindung, × ²/₁
Lateralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg/Tirol.

Tafel 6

Alle Figuren in natürlicher Größe, sofern nicht anders angegeben
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Hauericeras gardeni* (BAILY)
Hypotypoid M 54, Phragmokon
Lateralansicht

Fig. 2: ders., Hypotypoid GPIT 1581/2
Phragmokon, × $^{2}/_{3}$
Umbulazi River, Zululand
a: Lateralansicht
b: Sagittalansicht

Fig. 3: ders., Hypotypoid GPIT 1581/3
Wohnkammerexemplar, × $^{3}/_{5}$
Zululand
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 4: ders., Hypotypoid M 17
Wohnkammerexemplar (?)
Ventralansicht

Fig. 5: *Patagiosites redtenbacheri* n. sp.
Paratypoide M 64 (Phragmokon) und M 65 (Wohnkammer ?)
Lateralansichten

Fig. 6: ders., Paratypoid M 63
juveniles Wohnkammerexemplar (?)
Lateralansicht

Fig. 7: ders., Paratypoid M 70
Phragmokon
Lateralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg Tirol

Tafel 7

Alle Figuren in natürlicher Größe, sofern nicht anders angegeben
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Patagiosites redtenbacheri* n. sp.
Holotyp BSP 1982 I 9, Wohnkammerexemplar
a: Lateralansicht
b: Ventrolateralansicht

Fig. 2: *Pseudomenuites katschthaleri* n. sp.
Holotyp BSP 1981 I 108, Wohnkammerfragment
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 3: ders., Paratypoid M 28
Wohnkammerexemplar (?)
Lateralansicht

Fig. 4: ders., Paratypoid BSP 1963 XXX 31
Wohnkammerexemplar, $\times {}^{2}/_{1}$
a und c: Lateralansichten
b: Ventralansicht
(= „Scaphites" in FISCHER 1964: 131)

Fig. 5: ders., Wohnkammerfragment GPII P. 8183, $\times {}^{2}/_{1}$
Lateralansicht
(= „?*Scaphites* sp." in KATSCHTHALER 1935: 178)

Fig. 6: *Menuites sturi* (REDTENBACHER)
Hypotypoid M 55, Wohnkammerexemplar
Lateralansicht

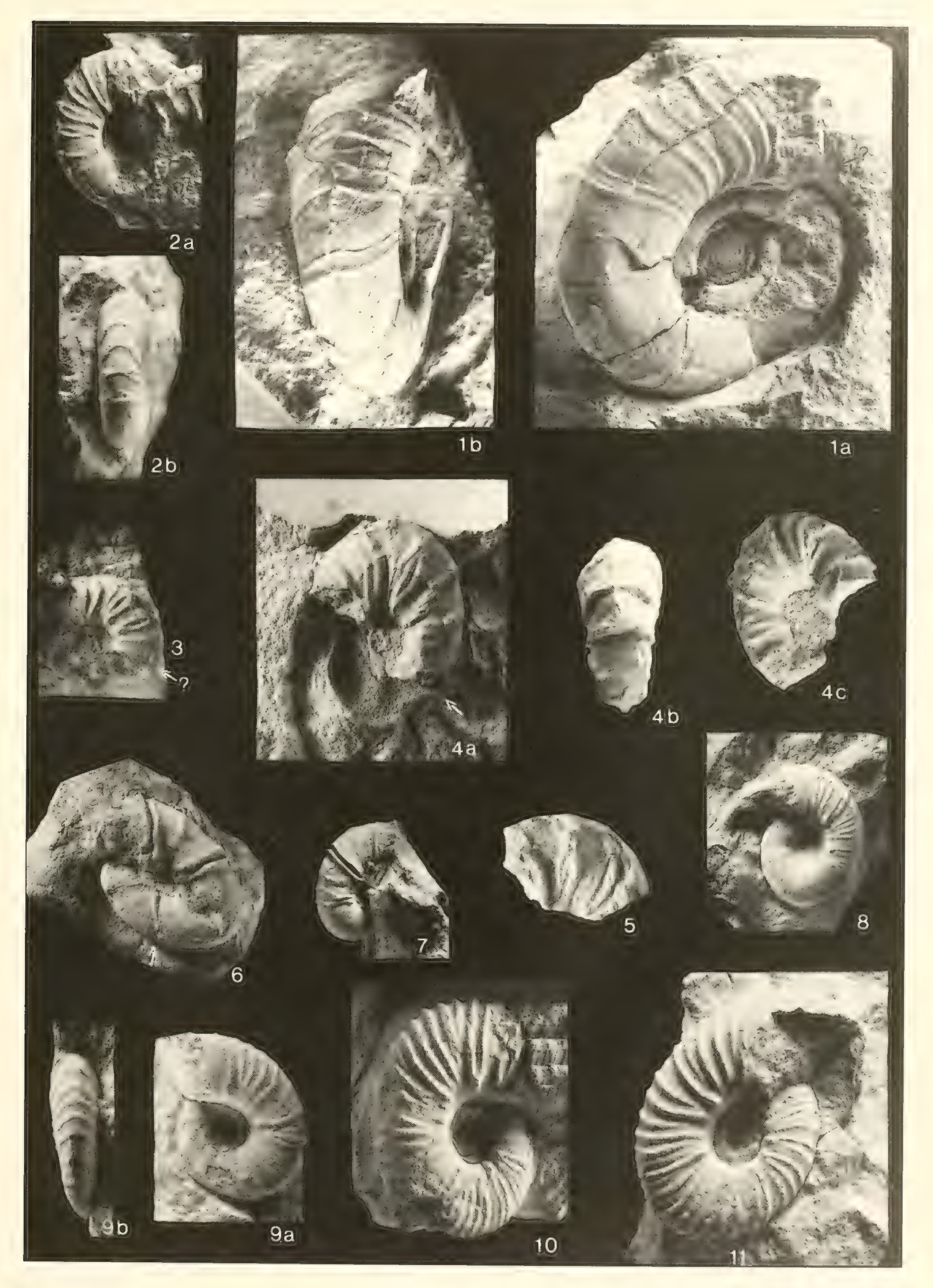
Fig. 7: ders., Hypotypoid M 23
Wohnkammerexemplar (?)
Lateralansicht

Fig. 8: *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER)
Hypotypoid M 40, Innenwindung
Lateralansicht

Fig. 9: ders., Hypotypoid BSP 1974 I 339
Innenwindung
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 10: ders., Hypotypoid M 37
juveniles Exemplar
Lateralansicht

Fig. 11: ders., Hypotypoid M 39
juveniles Exemplar mit Wohnkammeransatz (?)
Lateralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg/Tirol

Tafel 8

Alle Figuren in natürlicher Größe
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER)
Hypotypoid M 35, Wohnkammerexemplar
Lateralansicht

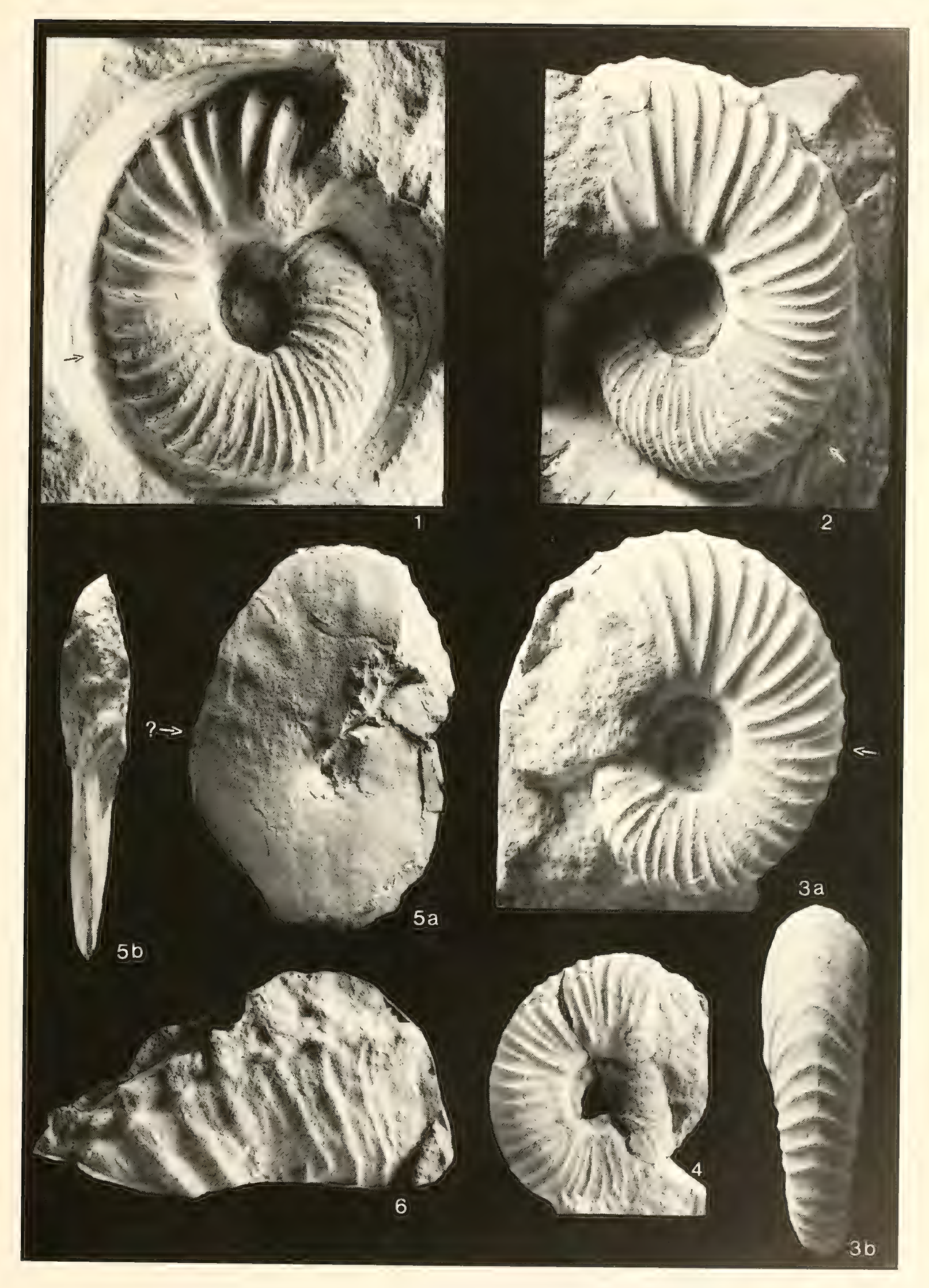
Fig. 2: ders., Hypotypoid GPII P. 8184
Wohnkammerexemplar
Lateralansicht

Fig. 3: ders., Hypotypoid GPII P. 8185
Wohnkammerexemplar
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 4: ders., Hypotypoid GPII P. 8187
juveniles Exemplar
Lateralansicht

Fig. 5: *Eulophoceras natalense* HYATT
Hypotypoid BSP 1981 I 109, Wohnkammerexemplar (?)
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 6: *Paratexanites serratomarginatus* (REDTENBACHER)
Hypotypoid GPII P. 8189, Abguß
Lateralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg/Tirol.

Tafel 9

Alle Figuren in natürlicher Größe, sofern nicht anders angegeben
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER)
Hypotypoid M 20, Phragmokon, × ½
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 2: Ammonitenbrekzie mit Bruchstücken von *Neocioceras (Neocrioceras) maderi* n. sp.
M 10

Fig. 3: *Neocrioceras (Schlueterella) compressum* KLINGER
Hypotypoid M 2, Phragmokon
Lateralansicht

Fig. 4: *Diplomoceras (Glyptoxoceras) subcompressum* (FORBES)
Hypotypoid GPII P. 8165, Wohnkammerfragment
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 5: ders., Hypotypoid M 13
Wohnkammerfragment (?)
Lateralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg/Tirol

Tafel 10

Alle Figuren in natürlicher Größe, sofern nicht anders angegeben
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Neocrioceras (Schlueterella) compressum* KLINGER
Hypotypoid M 60, × ²⁄₃
Exemplar mit Anfangsspirale und Wohnkammeransatz (?)
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 2: ders., Hypotypoid BSP 1959 VI 49, × ²⁄₃
Wohnkammerexemplar (?)
Lateralansicht

Fig. 3: ders., Hypotypoid GPII P. 8167
Wohnkammerfragment
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 4: ders., Hypotypoid M 1
Wohnkammerfragment
Ventralansicht

Fig. 5: *Diplomoceras (Glyptoxoceras) indicum* (FORBES)
Hypotypoid M 12, Wohnkammerexemplar (?)
Lateralansicht

Fig. 6: ders., Hypotypoid BSP 1963 XXX 30
Wohnkammerfragmente (?)
(=*Pachydiscus* sp. in FISCHER 1964:131)

Fig. 7: *Diplomoceras (Glyptoxoceras) subcompressum* (FORBES)
Hypotypoid M 14, Wohnkammerfragment (?)
Lateralansicht


4
5
6
3a
7
3b
2
1b
1a

Tafel 11

Alle Figuren in natürlicher Größe
Pfeile bezeichnen den Beginn der Wohnkammer

Fig. 1: *Neocrioceras (Neocrioceras) maderi* n. sp.
Holotyp BSP 1981 I 107, Wohnkammerexemplar
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht

Fig. 2: ders., Paratypoid GPIT P. 8166
Wohnkammerfragment
Lateralansicht

Fig. 3: *Neocrioceras (Neocrioceras) compressum* KLINGER
Hypotypoid GPIT P. 8168, Phragmokonfragment
Lateralansicht

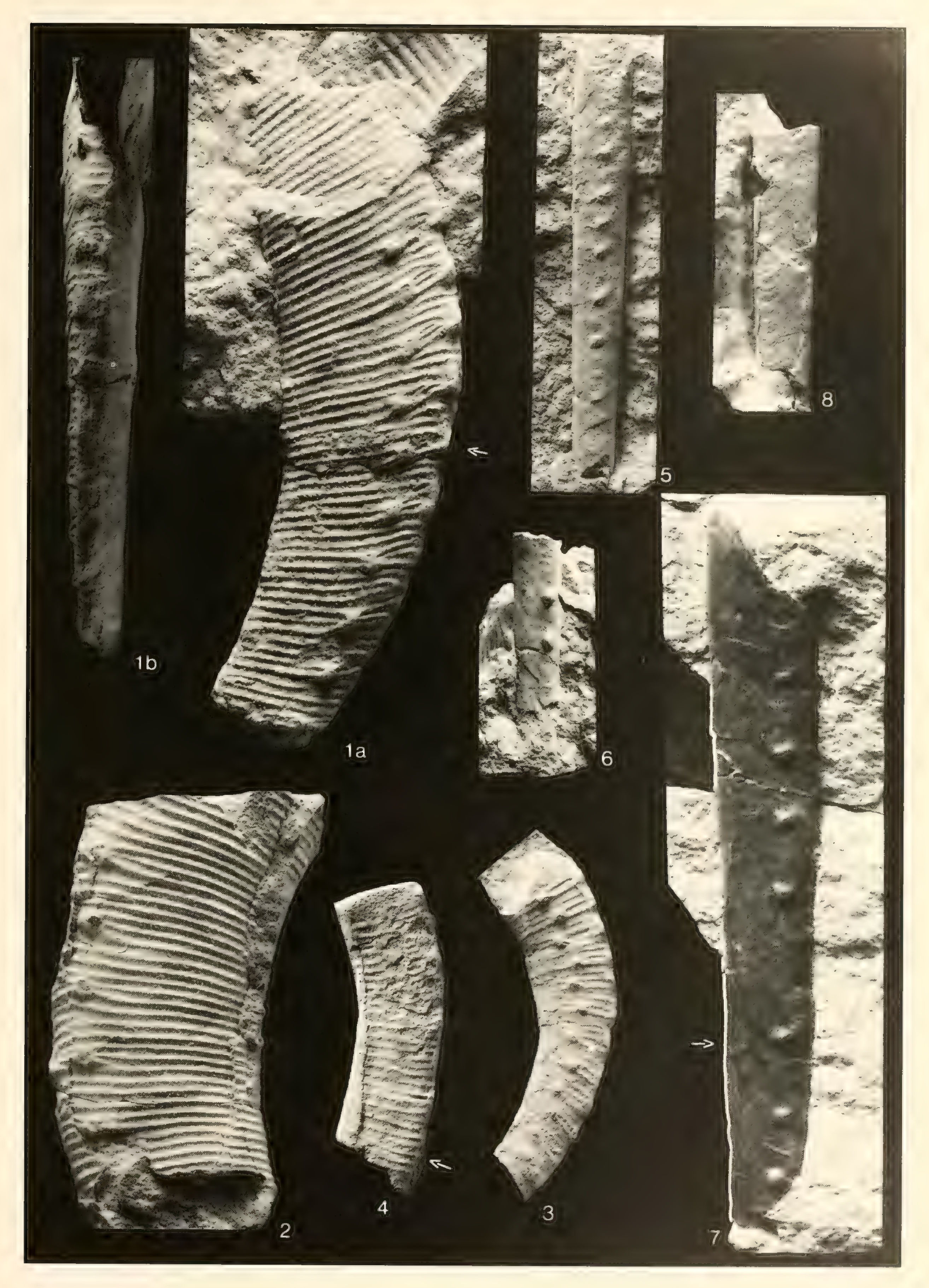
Fig. 4: *Diplomoceras (Glyptoxoceras) subcompressum* (FORBES)
Hypotypoid GPIT 1581/1, Wohnkammerexemplar
Lateralansicht

Fig. 5: *Baculites incurvatus* DUJARDIN
Hypotypoid M 62, Phragmokon
Lateralansicht

Fig. 6: ders., Hypotypoid M 18
Phragmokonfragment
Lateralansicht

Fig. 7: ders., Hypotypoid M 19
Wohnkammerexemplar mit Mundsaum
Lateralansicht

Fig. 8: *Baculites fuchsi* REDTENBACHER
Hypotypoid GPIT P. 8170
Lateralansicht



IMMEL, H., KLINGER, H. C. & J. WIEDMANN: Cephalopoden von Brandenberg Tirol.

TAFELN

Gaupp 12–14

Falttafel, Anlage 1

Tafel 12

Losensteiner Schichten

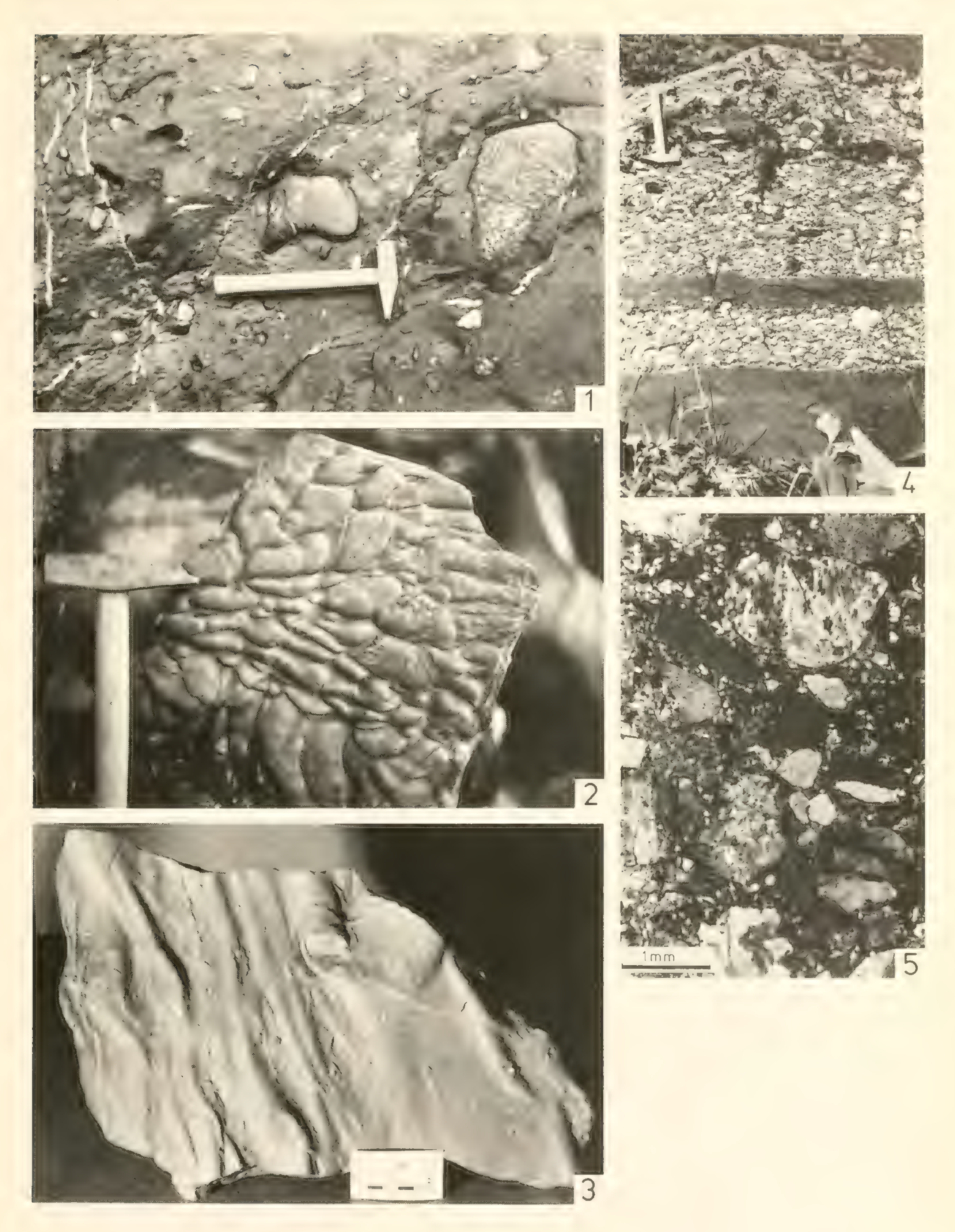
Fig. 1: Geröllpsammit der Losensteiner Schichten.
Bis >0,15 m messende, meist gut gerundete Gerölle von Karbonat- und Kristallingesteinen sind regellos in ton- und mittelsandreichen Siltsteinen verteilt. Cenoman-Randschuppe, Weißenbach westlich von Unterjoch, 1180 m NN.

Fig. 2: Bankunterfläche mit Belastungsmarken eines turbiditischen Sandsteines der Losensteiner Schichten. Cenoman-Randschuppe, Häusellochbach westlich Unterjoch, 1200 m NN.

Fig. 3: Strömungsmarken an der Sohlfläche einer 20 cm mächtigen Sandsteinbank gegen liegende Tonsteine, Losensteiner Schichten der Cenoman-Randschuppe.
Häuselloch-Alm, westlich Unterjoch, 1350 m NN.

Fig. 4: Invers liegende, zusammengesetzte Konglomerat-Sandsteinbank der Losensteiner Schichten; gradierte Orthokonglomerate mit Geröllregelung und mittel- bis grobkörnige Grauwacken, reich an kristallinem Detritus. Losensteiner Schichten, Bärgunt/Großes Walsertal, 1800 m NN, Arosa-Zone.

Fig. 5: Grobsandstein/Feinkonglomerat aus dem basalen Teil der Losensteiner Schichten der Allgäudecke, Gesteinspartikel von Quarz- und Chloritreichen Metamorphiten, von basaltischen Magmatiten und karbonatischen Sedimentiten in tonigfeinsandiger Matrix.
Dünnschliff-Aufnahme, Nicols +; Hirschbachtobel bei Hindelang 1100 m NN.



GAUPP, R.: Kalkalpine Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg)

Tafel 13

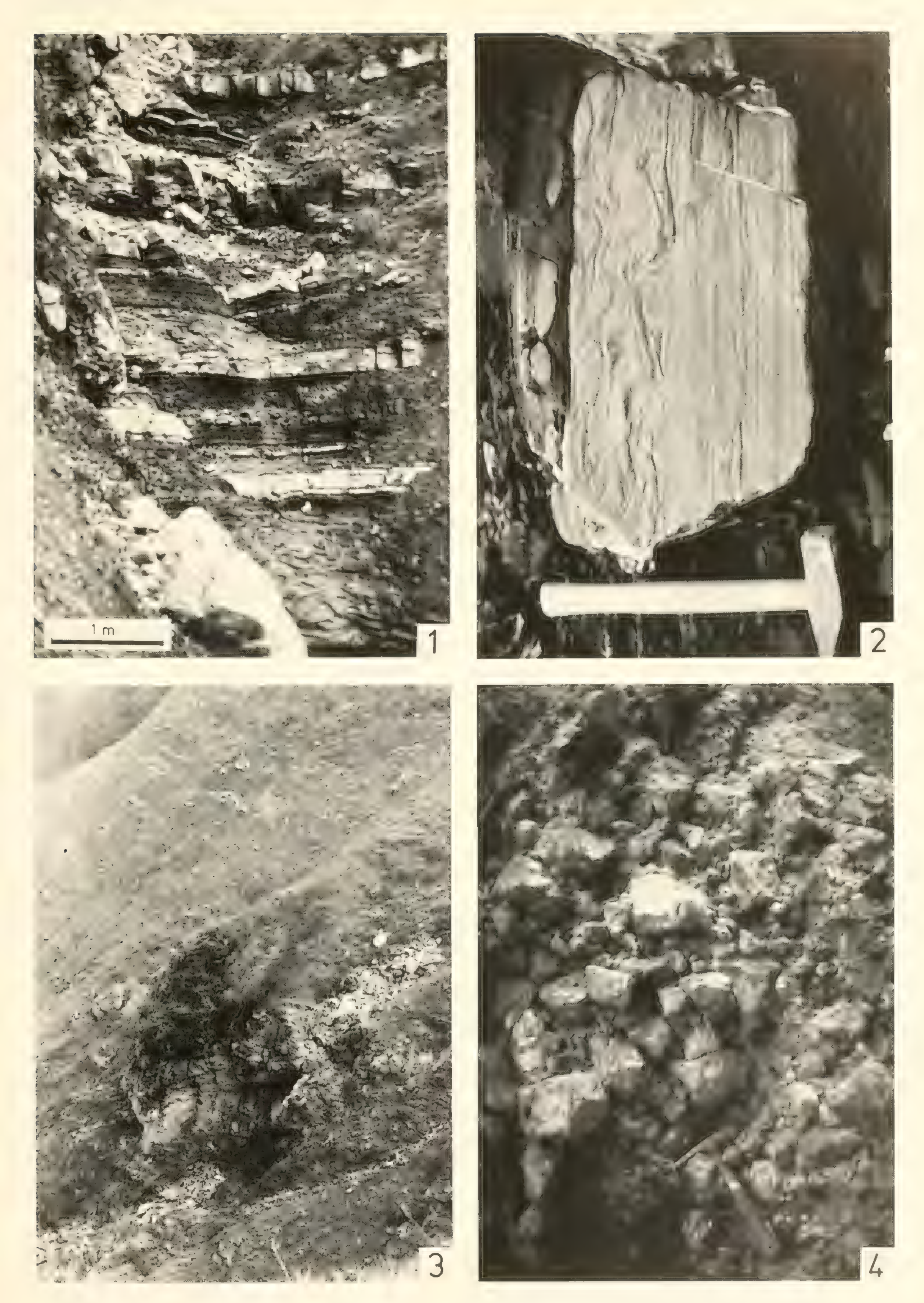
Branderfleckschichten

Fig. 1: Typische Tonstein/Grauwackenfolge der Oberen Branderfleckschichten (Turon) der Lechtaldecke.
Die teilweise amalgamierten Psammitbänke zeigen deutliche Merkmale turbiditischer Sedimentation.
Westlich Elmaugrieß, Graswangtal/Ammergau, 1050 m NN.

Fig. 2: Turbiditische Grauwackenbank der Oberen Branderfleckschichten (Turon) des Lechtaldecken-Nordrandes.
Über sehr geringmächtigen gradiertem Basalabschnitt und unterer Horizontalschichtung folgen kleinmaßstäbliche Schrägschichtung und ausgeprägte Wickelschichtung.
Westlich Elmaugrieß, Graswangtal/Ammergau, 1060 m NN.

Fig. 3: Aus Blockbreccien bestehender Olistholith, umgeben von kleineren Blöcken in cenomanen Mergeln der Unteren Branderfleckschichten der Cenoman-Randschuppe. Im Hintergrund kleinere olisthostromatische Bildungen in überkippt nach rechts (Süden) einfallenden Mergeln mit Feinbreccienlagen.
Höhe des Blockes vorne ca. 3,5 m.
Nördlich Hirschberg/Hindelang, 1300 m NN.

Fig. 4: Blockbreccie der Unteren Branderfleckschichten der Cenoman-Randschuppe. Die unsortierten, nur wenig kantengerundeten Klasten dieser >10 m mächtigen Blockbreccienlage bestehen fast ausschließlich aus Jurakalken.
Hölle/Stöckenbach östlich Schwangau, 1080 m NN.



GAUPP, R.: Kalkalpine Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg).

Tafel 14

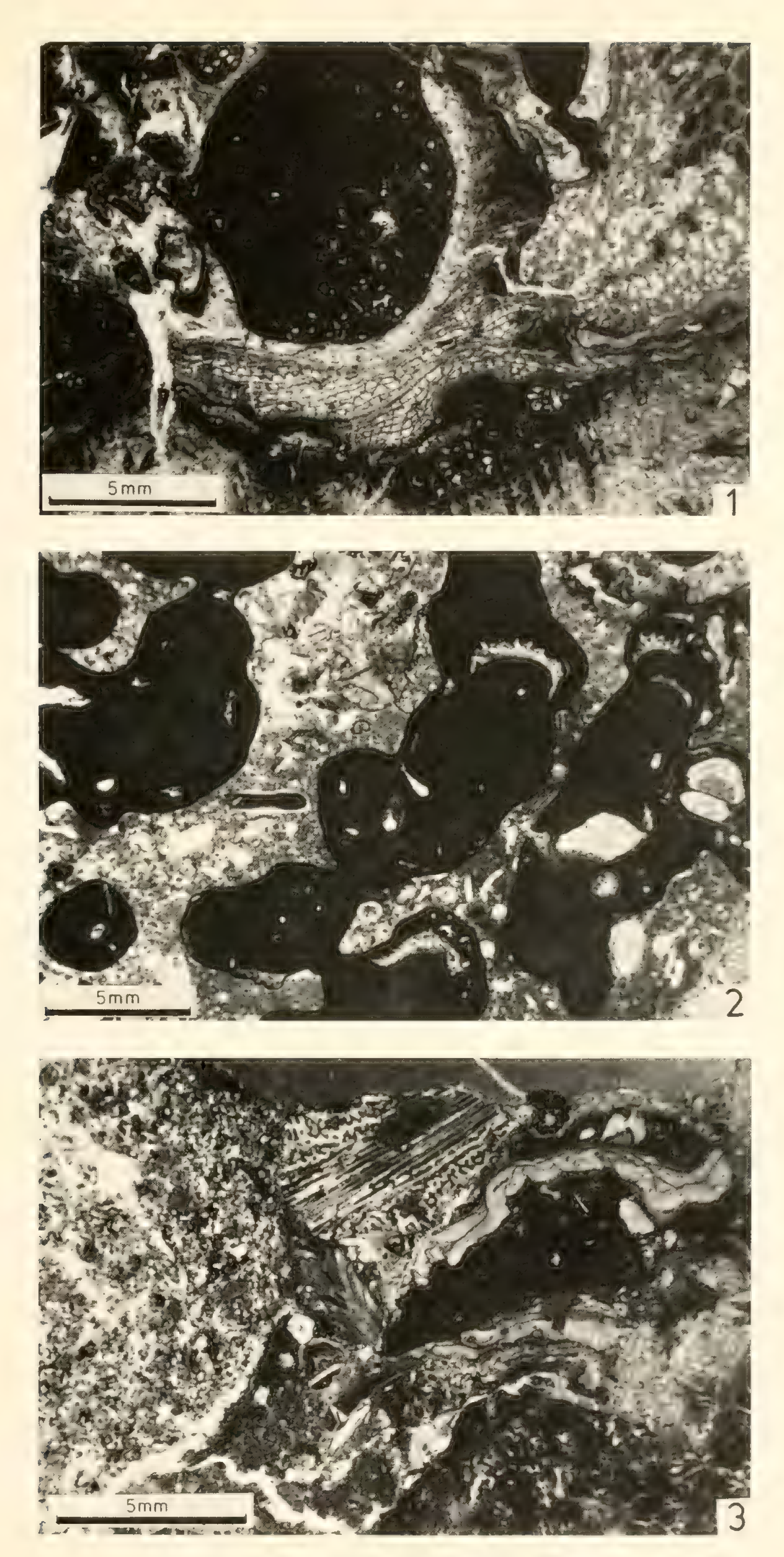
Mikrophotographien von allothigenen Geröll-Komponenten der Oberen Branderfleckschichten

Fig. 1: Biogener Kalk mit Anschnitt einer Rudistenschale. Die Hohlräume zwischen biomorphen Korallen und Stromatoporenstöcken sind mikritverfüllt.
Der Dünnschliff enthält an anderer Stelle *Bacinella irregularis* RADOICIC und *Ethelia alba* PFENDER.
Klast aus Blockbreccie; Obere Branderfleckschichten, Falkensteinzug, unterer Pfarrwiesbach/westlich Pfronten, 930 m NN. (Nr. A 199 a/82)

Fig. 2: Biolithit mit crustosen Corallinaceen *(Archaeolithothamnium)*. Vertiefungen zwischen den teilweise angebohrten Algenpolstern sind mit biogenschuttreichem Mikrit verfüllt.
Im rechten oberen Bildteil sind Bryozoen-Zoöcien, von Algen umwachsen, zu erkennen.
Geröll aus Olisthostrom der Oberen Branderfleckschichten; Branderflecksattel 1600 m NN. (Nr. A 200 a/82)

Fig. 3: Geröll eines biogenreichen, polymikten Feinkonglomerates mit serpentinführendem Kalkarenit (links), Korallen-, Echinodermen-, Bryozoen- und Molluskenfragmenten. Der rechte Teil der Dünnschliffaufnahme zeigt mehrfach die Rotalge *Ethelia alba* PFENDER. Die kalksandige Matrix führt Quarz und Chromspinell.
Block aus Olisthostrom der Oberen Branderfleckschichten (Turon); Branderflecksattel, 1600 m NN. (Nr. A 201 a/82)

Die Dünnschliffe befinden sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München.



GAUPP, R.: Kalkalpine Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg).

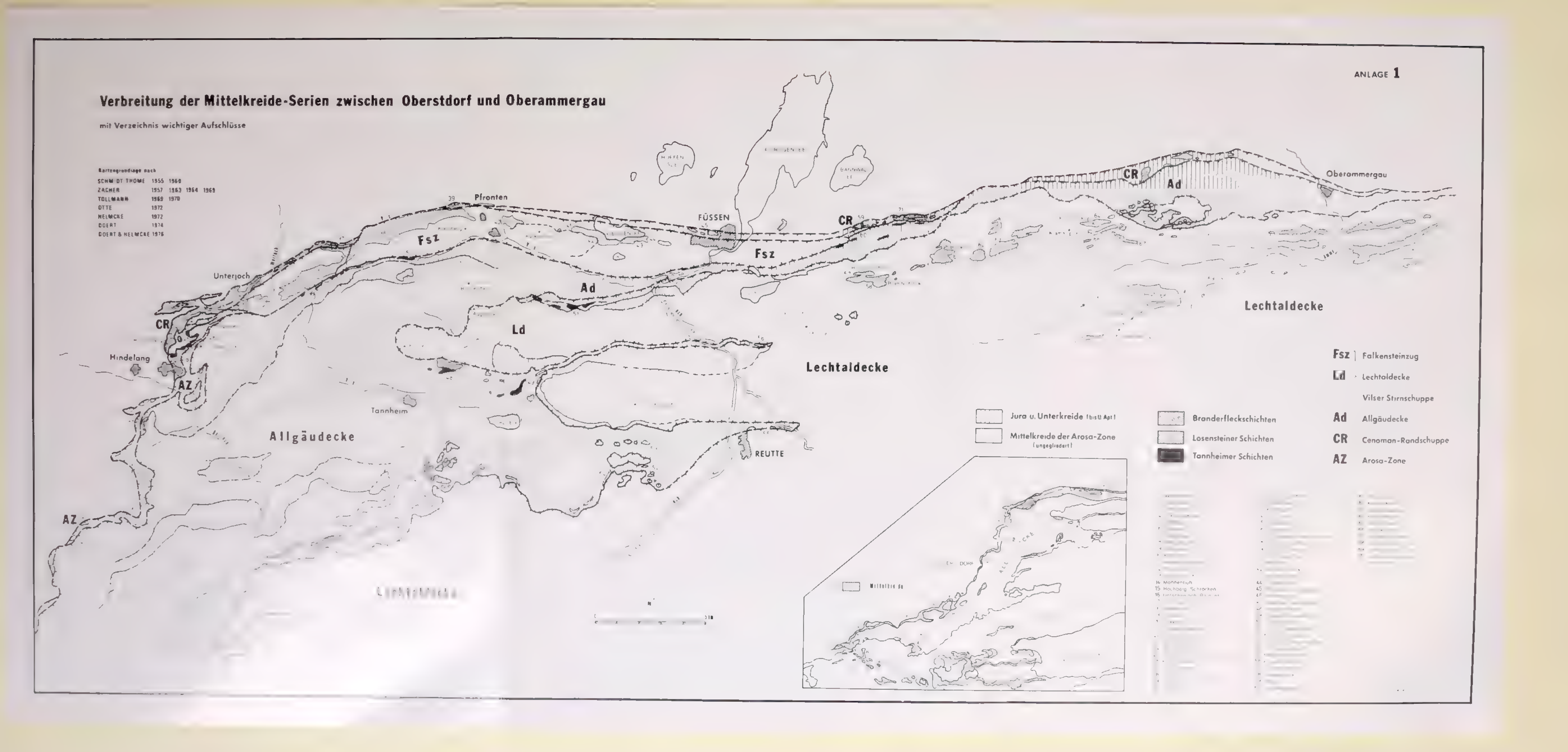


Verbreitung der Mittelkreide-Serien zwischen Oberstdorf und

mit Verzeichnis wichtiger Aufschlüsse






ANLAGE 1
Verbreitung der Mittelkreide-Serien zwischen Oberstdorf und Oberammergau
mit Verzeichnis wichtiger Aufschlüsse
Pfronten
FÜSSEN
Oberammergau
Unterjoch
Hindelang
Tannheim
REUTTE
Fsz
Ad
Ld
CR
AZ
Allgäudecke
Lechtaldecke
Jura u. Unterkreide
Mittelkreide der Arosa-Zone
Branderfleckschichten
Losensteiner Schichten
Tannheimer Schichten
Fsz Falkensteinzug
Ld Lechtaldecke
Vilser Stirnschuppe
Ad Allgäudecke
CR Cenoman-Randschuppe
AZ Arosa-Zone



Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie

Begründet von Prof. Dr. Richard Dehm

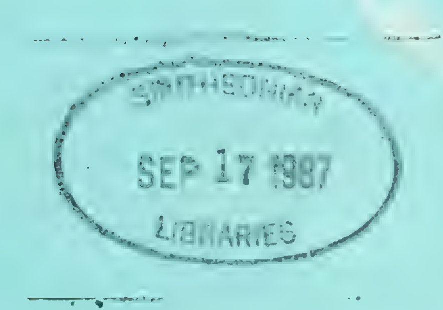
9

ANNE LAGALLY

Morphologisch-biostatistische Untersuchungen an *Eucricetodon* (Mammalia, Rodentia) der oligozänen Säugetierlagerstätten Möhren 13 und Gaimersheim (Fränkischer Jura)

WU WENYU

Die Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwasser-Molasse von Puttenhausen (Niederbayern)



MÜNCHEN 1982

Zitteliana	9	80 Seiten	3 Tafeln	München, 1. September 1982	ISSN 0373-9627

Gedruckt mit Unterstützung der
Friedrich-Ebert-Stiftung

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München

Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

ISSN 0373-9627

Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

Begründet von Prof Dr. Richard Dehm

9

ANNE LAGALLY

Morphologisch-biostatistische Untersuchungen an *Eucricetodon* (Mammalia, Rodentia) der oligozänen Säugetierlagerstätten Möhren 13 und Gaimersheim (Fränkischer Jura)

WU WENYU

Die Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwasser-Molasse von Puttenhausen (Niederbayern)

MÜNCHEN 1982

Zitteliana	9	80 Seiten	3 Tafeln	München, 1. September 1982	ISSN 0373-9627



Gesamtherstellung: Druck- und Verlagsanstalt Gebr. Geiselberger, Altötting

Zitteliana	9	3–36	München, 1. September 1982	ISSN 0373 – 9627

Morphologisch-biostatistische Untersuchungen an *Eucricetodon* (Mammalia, Rodentia) der oligozänen Säugetierlagerstätten Möhren 13 und Gaimersheim (Fränkischer Jura)

von

ANNE LAGALLY*

Mit 32 Abbildungen im Text und 7 Tabellen

KURZFASSUNG

Von den oligozänen Spaltenfüllungen Möhren 13 und Gaimersheim wurden Gebißreste der Gattung *Eucricetodon* bearbeitet. Das Material besteht aus 1300 Einzelzähnen und insgesamt 94 zahntragenden Ober- und Unterkiefern, die für Möhren 12 als *Eucricetodon atavus*, für Gaimersheim als *E. praecursor* und *E. incertus* bestimmt werden konnten. Das Hauptgewicht der Untersuchungen wurde auf die detaillierten metrischen und morphologischen Analysen gelegt. In der metrischen Analyse wurde neben der Anwendung der bisher üblichen variationsstatistischen Methoden auch versucht, Aussagen zu treffen über die Intensität eines korrelativen Zusammenhangs zwischen Längen- und Breitenwerten der einzelnen Zahntypen, bzw. zwischen den Längen- und Breitenwerten innerhalb der Zahnreihen. Die Ergebnisse wurden mit Hilfe der Wahrscheinlichkeitsrechnung auf ihre Signifikanz hin untersucht. Die Art des Zusammenhangs zwischen Längen- und Breitenwerten ergab sich aus der Berechnung der Regression. Die strukturelle Variabilität wurde durch eine morphologische Analyse detailliert dargestellt, indem die Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Merkmalstypen innerhalb von Merkmalsklassen erstellt wurden. Hierbei wurde auch eine Aussage über die Entwicklungshöhe der drei Arten versucht. Da sich jeder Zahn durch vier Merkmalstypen unverwechselbar kennzeichnen ließ, konnten sich bei jedem Zahntyp Gruppen identisch strukturierter Zähne finden lassen, deren Vergleich zeigte, daß bei jedem Zahntyp eine bestimmte Merkmalsviererverbindung vorherrscht und daß gleichzeitig meist zwei Merkmale besonders häufig und somit signifikant ausgebildet sind.

ABSTRACT

For the Oligocene fissure fillings Möhren 13 and Gaimersheim a report is given on 1300 isolated teeth and 94 upper and lower jaws of *Eurcricetodon atavus, E. praecursor,* and *E. incertus.* Of special interest was to make available detailed metric and morphologic analysis. The metric analysis includes the common statistical methods of variation, but also statements about the intensity of correlation between length and width of the several types of teeth, and of length or width within the tooth rows. The results were tested for their significancy using the theory of probabilities. The relationship of length to width was calculated using regression analysis. The structural variability was described by a morphological analysis using frequency histograms for several types of features within classes of features. Use of this analysis allowed the postulations as to the evolution for the three species. The natural extension of this analysis was the development of a mechanism for extrapolating to other populations. Each tooth showed four types of characteristical features thereby allowing identical structured teeth to be grouped together. The comparison of these groups showed a dominating connection of four features and normally two significant features at each type of tooth.

* Dr. Anne LAGALLY, Am Weinstock 6, D-5300 Bonn 3.

INHALT

1. EINLEITUNG

Die bearbeiteten *Eucricetodon*-Materialien von Möhren 13 und Gaimersheim stammen aus Spaltenfüllungen der Fränkischen Alb zwischen Treuchtlingen und Ingolstadt, Bayern.

Die Fundstelle Möhren 13 liegt etwa 600 m westnordwestlich der Kirche von Möhren (Blatt 7031 Treuchtlingen, r4417040, h5422980) am westlichen Rand der Einfahrt zum „neuen Munninger-Bruch". Das gesamte Fundgut, bestehend aus über 470 kompletten Einzelzähnen, etwa 60 Bruchstücken und insgesamt 35 Ober- und Unterkiefern, wurde aus einem „grünen, stellenweise braunfleckigen oder braunverwitterten Ton mit sehr geringem Anteil an Feinkies und Sand" (HEISSIG 1973) entnommen. Das Material wird unter der Inventarnummer 1972 XI in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt. Nach HEISSIG (1973) ist Möhren 13 aufgrund der Faunenzusammensetzung etwa dem mittleren Mitteloligozän („Zone von La Sauvetat"/Niveau Montalban) zuzurechnen, was auch durch die Einstufung der hangenden Süßwasserkalke ins höhere Mitteloligozän („Zone von Antoingt") durch MÜLLER (1972) belegt wird. Eine andere zeitliche Einstufung erfährt Möhren 13 auf dem „International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary" (1975; FAHLBUSCH 1976). Hiernach ist es dem Niveau Villebramar zuzurechnen, das älter als Montalban ist. SCHMIDT-KITTLER & VIANEY-LIAUD (1975) bezeichnen die Lokalität als altersgleich mit Hoogbutsel (Belgien), das in das unterste Mitteloligozän eingestuft wird.

Die Fundstelle Gaimersheim befindet sich 1,5 km nordnordöstlich des Ortes im Gemeindesteinbruch an der Straße nach Rackertshofen (Blatt 7134 Gaimersheim, r4454600, h5409300). Das Fundgut umfaßt etwa 620 komplette Einzelzähne, über 130 Bruchstücke und insgesamt 59 Ober- und Unterkiefer, die unter der Nummer 1952 II und 1939 XI inventarisiert sind. Es stammt aus einer Spalte, gefüllt mit gelbbrauner Dolomitasche. DEHM (1937) stufte die Gaimersheimer Wirbeltierfauna in die „ältere Phase des Oberoligozäns (Chattiums)" ein, was FREUDENBERG (1941) dahingehend präzisierte, daß es sich um ein „frühes Chattium" handelt. HRUBESCH (1957) belegte ein Alter des frühen Unter-Chattiums, was dem heutigen Niveau „Antoingt" entsprechen würde. Dieser zeitlichen Einstufung steht die von CROCHET, HARTENBERGER, SIGÉ, SUDRE & VIANEY-LIAUD (1975) und SCHMIDT-KITTLER & VIANEY-LIAUD (1975) gegenüber, derzufolge Gaimersheim dem Niveau von Boningen zuzurechnen ist.

2. ARBEITSMETHODEN

Da die Fülle des Beobachtungsmaterials den zugrundeliegenden Sachverhalt nicht unmittelbar erkennen ließ, war es unumgänglich, zur Analyse variationsstatistische Methoden heranzuziehen. Die Variationsstatistik vermag jedoch nur zahlenmäßig auszudrückende Merkmale zu erfassen und auszuwerten, die oft viel wichtigeren morphologischen aber nicht zu berücksichtigen. Es mußte daher versucht werden, die morphologische Variation auf anderem Wege darzustellen.

2.1 ALLGEMEINES

Das Material wurde mit einem Leitz-Stereomikroskop bei 25- bis 50facher Vergrößerung untersucht. Alle Merkmale wurden als Merkmale linker Zähne abgebildet, um den Vergleich zu erleichtern. Da alle Stücke in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie aufbewahrt werden, wurde dort, wo eine

nähere Bezeichnung eines Zahnes nötig war, nur die Inventarnummer angegeben.

In den Abbildungen wurden folgende, dort nicht näher erläuterte Abkürzungen verwendet:

(1) für die Morphologie der Unterkiefermolaren:

Acd	Anteroconid
Mcd	Metaconid
Pcd	Protoconid
Ecd	Entoconid
Hcd	Hypoconid
Mld	Metalophid
Hld	Hypolophid
Msd	Mesolophid
Emd	Ectomesolphid
Psd	Posterolophid
Pdva	Protoconidvorderarm
Pdha	Protoconidhinterarm
Hdha	Hypoconidhinterarm
Vcla	labiales Vordercingulum
Vcli	linguales Vordercingulum
Lg	Längsgrat
2. Qusp	2. Quersporn
$M_{1\,(2)\,(3)}$	erster (bzw. zweiter oder dritter) Unterkiefermolar

(2) für die Morphologie der Oberkiefermolaren:

Ac	Anteroconus
Pac	Paraconus
Pc	Protoconus
Mc	Metaconus
Hc	Hypoconus
Pl	Protoloph
Ml	Metaloph
Msl	Mesoloph
Eml	Enteromesoloph
Vcla	labiales Vordercingulum
Vcli	linguales Vordercingulum
Lg	Längsgrat
$M^{1\,(2)\,(3)}$	erster (bzw. zweiter oder dritter) Oberkiefermolar

(3) für die metrischen Angaben:

n	Anzahl der untersuchten Objekte
L	Länge
B	Breite
σ	Standardabweichung
σ^2	Varianz
V	Variabilitätskoeffizient
r	Korrelationskoeffizient

2.2 METRISCH-ANALYTISCHE METHODEN

Die Messungen der Zähne wurden mit dem Wild-Censor bei 25facher Vergrößerung und der Meßgenauigkeit des Gerätes von einem Hundertstel Millimeter durchgeführt. Alle Maßangaben erfolgten in Millimetern.

In der Darstellung der Längen- und Breitenwerte wurde von den üblichen Punktdiagrammen abgesehen und stattdessen die in der Tektonik übliche Auszählmethode angewendet, die die Ermittlung der Besetzungsdichte von Punktediagrammen erlaubt und die Maxima bzw. das Maximum besser hervorhebt. Neben der Darstellung der Variabilität der Einzelwerte durch verschiedene statistische Methoden (Tab. 1–6, obere Abteilung) interessierte auch die Intensität des Zusammenhangs zwischen Längen- und Breitenwerten jedes Zahntyps und die Korrelation der Längen- bzw. Breitenwerte innerhalb der Zahnreihen. Alle Korrelationswerte wurden auf ihre Signifikanz hin untersucht, wobei die Tabellenwerte in Cavalli-Sforza (1974) zugrundegelegt wurden. Zur Darstellung des linearen Zusammenhangs zwischen Längen- und Breitenwerten wurden die Regressionsgeraden berechnet.

2.3 MORPHOLOGISCH-ANALYTISCHE METHODEN

Während es im allgemeinen keine Schwierigkeiten macht, die metrische Variabilität innerhalb einer Population festzustellen, ist die Erfassung der Variabilität morphologischer Merkmale erheblich problematischer, da die meisten dieser Merkmale mit einfachen mathematischen Mitteln nicht zu beschreiben sind. Bisher bediente man sich bei der Darstellung morphologischer Details meist relativer Beschreibungen. Ausnahmen in dieser Hinsicht bildeten u. a. die Arbeiten von Fahlbusch (1966, 1970) und Schmidt-Kittler (1971). Ihnen allen ist gemeinsam, daß ein bestimmtes morphologisches Detail einem „Merkmalstyp" zugeordnet wird, der mit mehreren anderen Merkmalstypen einer „Merkmalsklasse" angehört. Dieses Verfahren wurde in detaillierterer Form auch hier angewendet. Primär mußte dabei versucht werden, die Vielfalt der morphologischen Elemente bestimmten Merkmalsklassen zuzuordnen. Hierbei bot sich eine hypothetische Quergliederung der Molaren an, die sich durch das Vorherrschen der Querelemente des *Eucricetodon*-Molaren (Anteroloph bzw. -id, Verbindungsgrate der Vorder- bzw. Hinterhügel, Posteroloph bzw. -id) begründen ließ. Es wurden vier Merkmalsklassen gebildet, die sich in ihrer Reihenfolge von vorne nach hinten folgendermaßen bezeichnen ließen:

(1) im Oberkiefer:

Klasse A: Die Strukturelemente des Prälobus und ihre Beziehungen zu Para- und Protoconus

Klasse B: Die Verbindungen und Konstellationen von Para- und Protoconus

Klasse C: Die Strukturelemente der mittleren Quertäler

Klasse D: Die Verbindungen und Konstellationen von Meta- und Hypoconus

(2) im Unterkiefer:

Klasse A: Die Strukturelemente des Prälobus und ihre Beziehungen zu Meta- und Protoconid

Klasse B: Die Verbindungen und Konstellationen von Meta- und Protoconid

Klasse C: Die Strukturelemente der mittleren Quertäler

Klasse D: Die Verbindungen und Konstellationen von Ento- und Hypoconid.

Diese Merkmalsklassen wurden ihrerseits wieder in verschiedene „Merkmalstypen" untergliedert, wobei jeder Typ eine bestimmte Merkmalsausbildung der betreffenden Klasse kennzeichnete, so daß letztlich jeder einzelne Molar durch vier Merkmalstypen signifiziert werden konnte. Für die Kennzeichnung der Typen wurden arabische Ziffern gewählt.

Weiterhin interessierte auch, inwieweit sich strukturell identische Molaren finden lassen. Da jeder Molar sich mit Hilfe obengenannter Methode durch vier mit arabischen Indices versehene Großbuchstaben kennzeichnen ließ, die das morphologische Gesamtbild des Zahnes unverwechselbar zu signifizieren vermochten, mußten Zähne mit gleichen Buchstaben-Zahlen-Kombinationen strukturell identisch sein. Es wurden daher diese „Merkmalsformeln" ausgezählt und alle bei mehr als einem Exemplar auftretenden in ihrer prozentualen Häufigkeit erfaßt. Außerdem wurden die in zwei bzw. drei Merkmalen gleichen Molaren festgestellt, um eine Aussage über typische Merkmalsverbindungen treffen zu können.

2.4 DISKUSSION DER ARBEITSMETHODEN

Die einfachsten statistischen Methoden sind die, welche ein Merkmal von biologischem Interesse (hier z. B. die Länge) bei mehreren vergleichbaren Individuen ausschließlich beschreiben. Die Statistik bietet für die deskriptive Bewältigung von Problemen die unterschiedlichsten Methoden an. Je nach Art der Fragestellung und der Intensität der Untersuchung finden demzufolge auch in der Literatur die verschiedensten Methoden Anwendung. Dies hat zur Folge, daß viele Bearbeitungen fossiler Materialien im nachhinein nicht mehr miteinander korreliert werden können, da ohne die Kenntnis der Einzelmeßwerte eine Überführung der Werte ineinander nicht möglich ist. Da die *Eucricetodon*-Populationen von Möhren 13 und Gaimersheim in weiterführenden Untersuchungen auch zu einem Vergleich mit anderen, variationsstatistisch untersuchten, heranzuziehen sein müssen, war es nötig, die wichtigsten Methoden der Statistik gleichzeitig anzuwenden.

Nachdem bei jedem Exemplar Länge und Breite gemessen wurde, konnte auch nach der Intensität des Zusammenhanges (Korrelation) zwischen beiden und nach der Änderung der Länge in Abhängigkeit von der Breite (Regression) gefragt werden. Zwar konnten sich von den Untersuchungen des Korrelations- und Regressionsproblems keine weitreichenden Schlußfolgerungen erwarten lassen, doch versprachen sie zumindest grundlegende Aussagen und einen Denkanstoß für Vergleiche mit anderen, artlich und zeitlich verschiedenen Populationen.

In jeder Population gibt es Individuen, die schon progressive Merkmale zeigen, und andere, bei denen noch konservative Züge vorherrschen (was im einzelnen unter „progressiv" und „konservativ" zu verstehen ist, muß dabei anhand sorgfältiger Vergleiche mehrerer, zeitlich eng aufeinander folgender Populationen definiert werden). Jede Population wird also für jedes morphologische Detail eine charakteristische Abfolge unterschiedlicher Merkmalsausbildungen zeigen. Diese Abfolge wird im Laufe der Zeit, d. h. von Population zu Population, immer progressivere Züge annehmen, wenngleich auch bestimmte Merkmale dieses Details persistieren werden. Diese persistenten Merkmale können, wenn sie aus dem gesamten morphologischen Gefüge deutlich hervorstechen, zu einer falschen Einschätzung der Entwicklungsstufe führen, da über andere – progressiv ausgebildete – Merkmale hinweggesehen wird. Aus diesem Grund ist über relative morphologische Vergleiche hinausgehend auch ein genaues Erfassen der morphologischen Variabilität unumgänglich. Hierzu bietet sich die vorstehend (Kap. 2.3) erläuterte Methode an.

Doch nicht nur eine Bestandsaufnahme der morphologischen Variabilität wird durch die erwähnte Methode ermöglicht. Es läßt sich auch jedes Individuum (hier jeder Zahn) durch eine bestimmte Merkmalsformel erfassen. Die am häufigsten auftretende Merkmalsformel kennzeichnet somit die typischen Vertreter der Population. Ebenso lassen sich auch die für jeden Zahntyp charakteristischen Einzelmerkmale oder Merkmalsverbindungen finden. Diese stellen eine weitere Hilfe bei der Artzuordnung dar, da mit ihnen ein objektiveres Abfassen von Artdiagnosen möglich wird.

3. METRISCH-MORPHOLOGISCHE POPULATIONSANALYSEN

Im Folgenden sollen nun nur die Ergebnisse der im Rahmen einer Dissertation erfolgten Untersuchungen (Lagally 1978) an *Eucricetodon*-Zahnmaterialien aus Möhren 13 und Gaimersheim referiert werden. Es wird daher auf die detaillierte Beschreibung der metrischen und morphologischen Variabilität verzichtet werden. Da jedoch eines der Hauptziele der Arbeit der Versuch war, eine Datenbasis für weiterführende Vergleiche mit anderen, zeitlich und artlich verschiedenen Populationen zu erstellen, mußte eine Vielzahl von Diagrammen die Ausführungen unterstreichen.

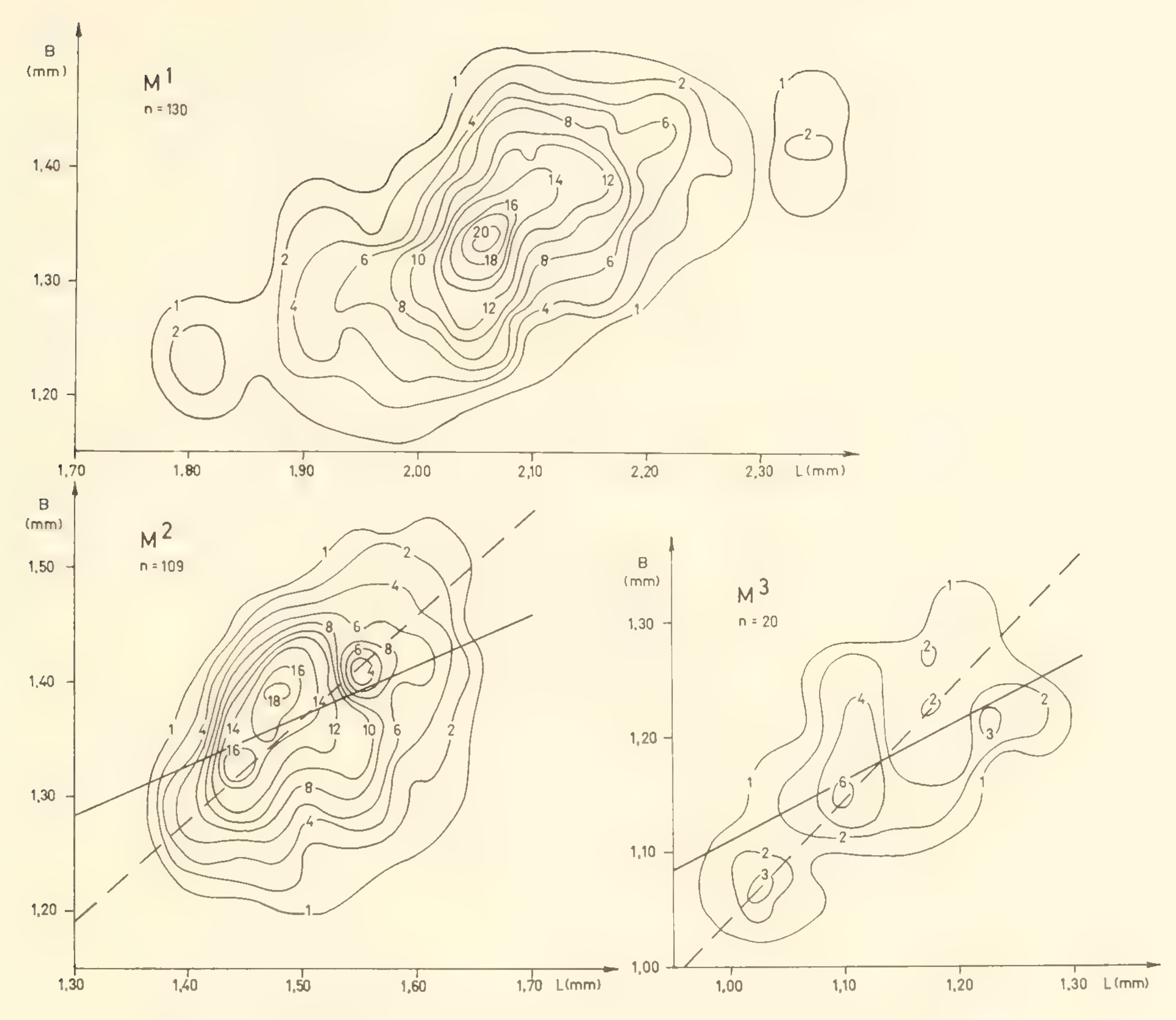


Abb. 1: Isoliniendiagramme der Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* aus Möhren 13. Gestrichelte Gerade: aus den Mittelwerten konstruierte Regressionsgerade; durchgezogene Gerade: errechnete Regressionsgerade.

3.1 *EUCRICETODON ATAVUS* (*MISONNE, 1957*)

Es fand sich eine bei allen Zahntypen relativ kleine Variabilität der Längen- und Breitenwerte (Abb. 1, 2). Der Vergleich der arithmetischen Mittelwerte mit denen anderer *atavus*-Populationen wies die Vertreter aus Möhren 13 als für ihr Alter ziemlich groß aus (Abb. 3). Im Ober- wie im Unterkiefer zeigten die zweiten Molaren die größte Variationsbreite der Breitenwerte. Die größte Variationsbreite der Längenwerte ergab sich im Oberkiefer bei den M^1, im Unterkiefer bei den M_2 (Tab. 1–6).

Die Korrelationskoeffizienten der Abhängigkeit der Länge von der Breite zeigten nur bei den M^3 keinen deutlich signifikanten Wert, wenngleich auch hier zumindest mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% behauptet werden kann, daß ein korrelativer Zusammenhang zwischen Längen- und Breitenwerten besteht. Während im Oberkiefer die dritten Molaren die geringste Korrelationssignifikanz aufwiesen (Abb. 4), zeigten im Unterkiefer die letzten Molaren die stärkste Korrelation aller drei Zahntypen (Abb. 5).

Die Korrelationssignifikanz ist im Durchschnitt bei den Unterkiefermolaren etwa viermal größer als im Oberkiefer, was seine Ursache im begrenzten Platzangebot der Mandibeln haben könnte.

Auch die Korrelation der Längen- bzw. Breitenwerte innerhalb der Zahnreihen scheint die oben gegebene Erklärung zu bestätigen, da sich im Oberkiefer keinerlei signifikante Zusammenhänge der Werte finden (Abb. 6), während im Unterkiefer alle Werte – bis auf die Längenwerte der zweiten und dritten Molaren – eine signifikante Korrelation zeigen (Abb. 7).

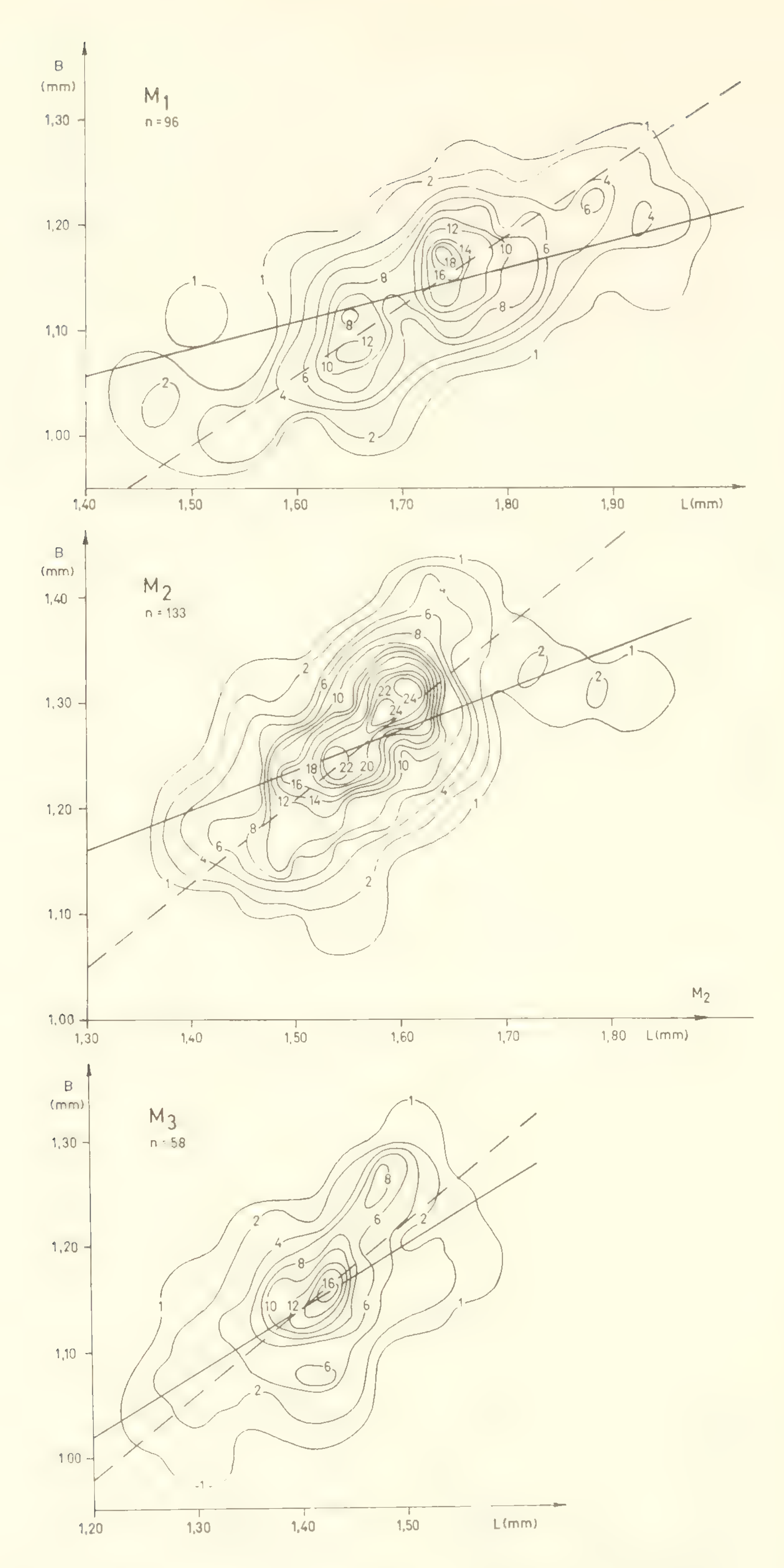


Abb. 2: Isoliniendiagramme der Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* aus Möhren 13. Gestrichelte Gerade: aus den Mittelwerten konstruierte Regressionsgerade; durchgezogene Gerade: errechnete Regressionsgerade.

Niveau	Lokalität	M_1	M_2	M_3
Heimersheim	Heimersheim	-	1,37/1,10	1,22/0,96
Montalban	Mège	1,67/1,03	1,47/1,18	1,33/1,10
	Pech-Crabit	1,65/1,10	1,44/1,19	1,27/1,04
	Montalban	1,51/1,03	1,38/1,09	1,12/0,93
Villebramar	Möhren 13	1,73/1,14	1,56/1,26	1,41/1,15
Hoogbutsel	Aubrelong	1,50/1,00	1,36/1,12	1,15/0,98
	Hoogbutsel	1,67/1,08	1,42/1,18	1,31/1,06
Niveau	**Lokalität**	M^1	M^2	M^3
Heimersheim	Heimersheim	1,85/1,20	1,30/1,23	-
Montalban	Mas de Got	-	1,27/1,17	-
	Mège	1,94/1,32	1,39/1,29	1,06/1,12
	Pech-Crabit	1,91/1,23	1,46/1,34	1,05/1,11
	Montalban	1,69/1,16	1,30/1,22	0,91/0,96
Villebramar	Möhren 13	2,07/1,34	1,50/1,37	1,13/1,18
Hoogbutsel	Aubrelong	1,75/1,17	1,29/1,20	0,92/1,02
	Hoogbutsel	1,84/1,20	1,34/1,23	-

Abb. 3: Vergleichsmaße der verschiedenen *Eucricetodon atavus*-Populationen. Nach VIANEY-LIAUD (1972) und BAHLO (1975).

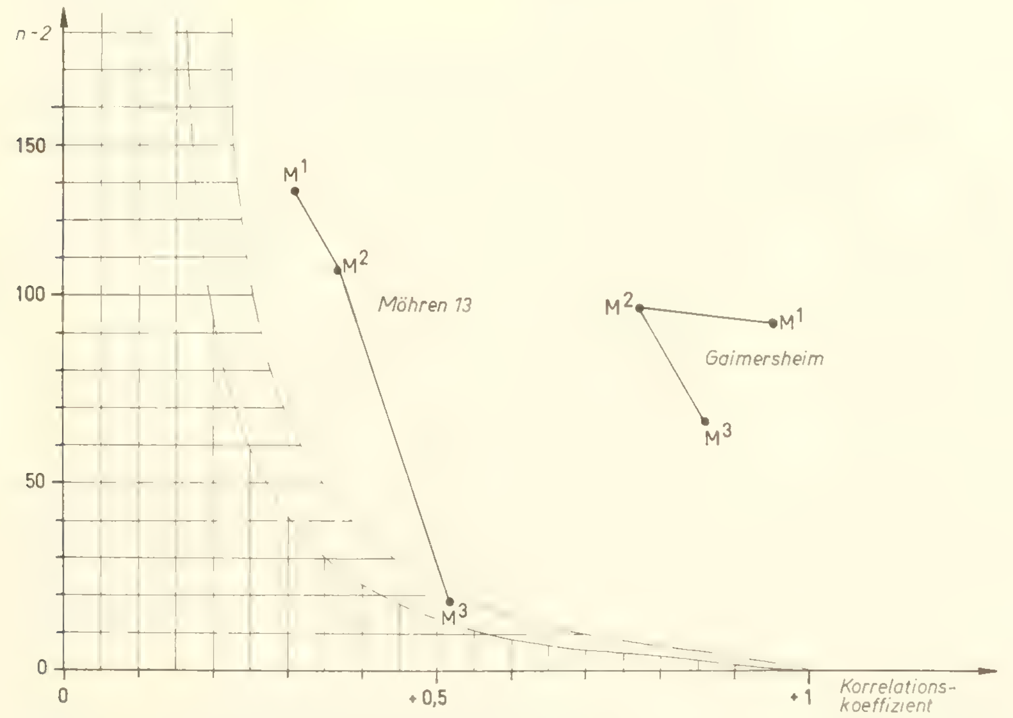


Abb. 4: Korrelationskoeffizienten der Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* aus Möhren 13 und *E. praecursor* aus Gaimersheim. Die Begrenzungslinie des karierten Feldes kennzeichnet die Signifikanzschwelle bei 5% Irrtumswahrscheinlichkeit, die des schraffierten Feldes die Signifikanzschwelle bei 1% Irrtumswahrscheinlichkeit.

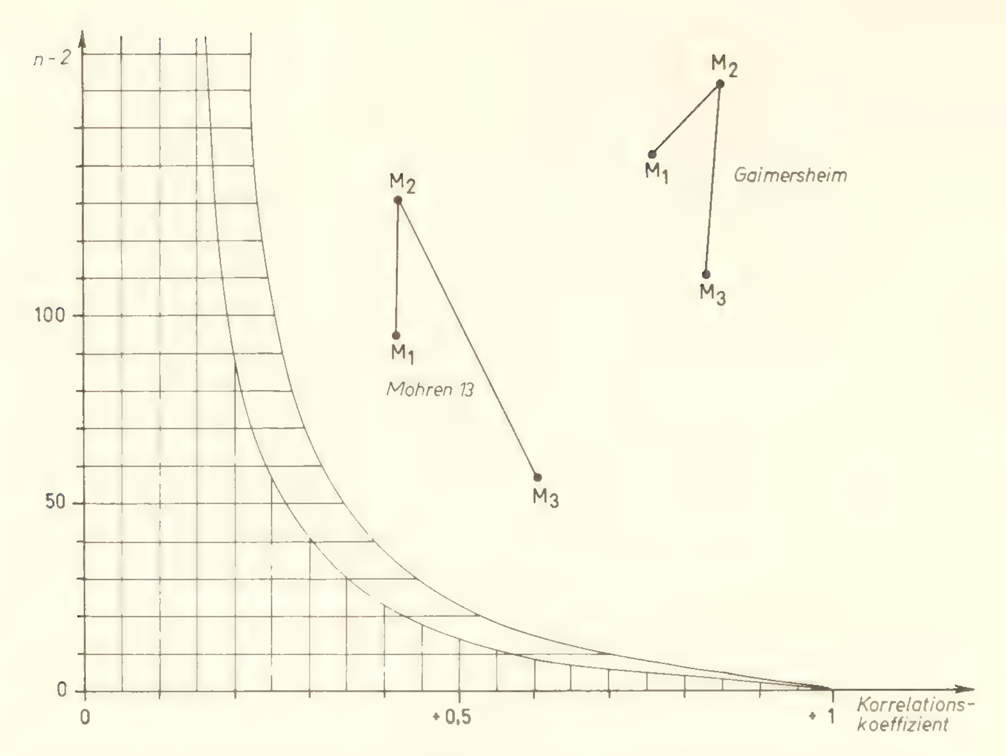


Abb. 5: Korrelationskoeffizienten der Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* aus Möhren 13 und *E. praecursor* aus Gaimersheim. Begrenzungskurven wie bei Abb. 4.

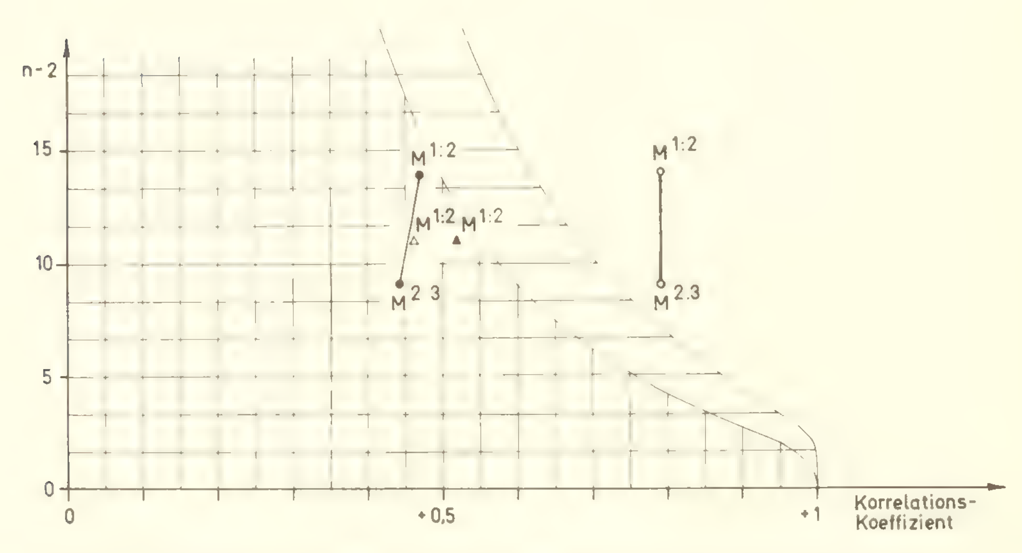


Abb. 6: Die Korrelation der Längen- bzw. Breitenwerte innerhalb der Oberkieferzahnreihen von *Eucricetodon atavus* aus Möhren 13 und *E. praecursor* aus Gaimersheim. Ausgefülltes Dreieck: Korrelation der Längenwerte von *E. atavus;* weißes Dreieck: Korrelation der Breitenwerte von *E. atavus;* ausgefüllter Kreis: Korrelation der Längenwerte von *E. praecursor;* weißer Kreis: Korrelation der Breitenwerte von *E. praecursor.* Feldbegrenzungskurven s. Abb. 4.

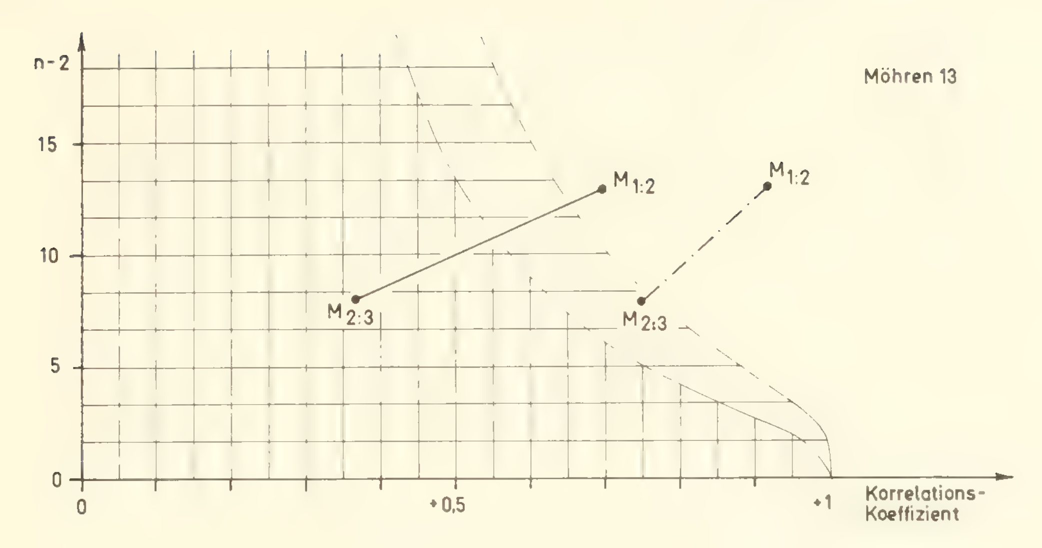


Abb. 7: Die Korrelation der Längen- bzw. Breitenwerte innerhalb der Unterkieferzahnreihen von *E. atavus* aus Möhren 13. Strichpunktierte Gerade: Breitenwerte; ausgezogene Gerade: Längenwerte. Feldbegrenzungskurven s. Abb. 4.

Es wurde auch die Änderung der Länge in Abhängigkeit von der Breite (Regression) berechnet und in Regressionsgeraden dargestellt (Abb. 8, 9). Die Interpretation der Geraden ergab, daß im Durchschnitt im Ober- wie im Unterkiefer die kleineren Zähne ein kleineres Längen-Breitenverhältnis aufweisen (d. h. gedrungener sind) als große (die daher schlanker sind).

Die morphologische Analyse zeigte ebenso eine relativ geringe Variabilität der *E. atavus*-Molaren. Setzt man die von Schaub (1925) postulierten Merkmalsentwicklungen als richtig voraus, ergibt die Betrachtung der einzelnen Schmelzstrukturen ein relativ ,,modernes" Bild. Hierfür spricht vor allem das meist (80%) im Protoconidvorderarm einmündende Metalophid (Abb. 10) und der schon bei etwa der Hälfte bis auf eine Verdickung des Hintercingulums verschwundene Hypoconidhinterarm (Abb. 11) der Unterkiefermolaren. Zudem zeigt bereits etwa ein Viertel der Exemplare einen sehr einfachen Längsgrat ohne irgendwelche Quersporne (Abb. 12).

Diesem im Gesamteindruck nicht mehr als rein ,,primitiv" zu bezeichnenden Habitus scheint das bei drei Exemplaren der M_1 deutlich erkennbare ,,alte" Hypolophid zu widersprechen (Abb. 11, Typ 1 und 2). Dieses stellt eine Verbindung zwischen Entoconid und Hypoconidhinterspitze dar und war von Schaub (1925) für die hypothetische Ausgangsform postuliert worden. Bei allen anderen Exemplaren dieser Art mündet das Hypolophid im Hypoconidvorderarm. Hinsichtlich der Querverbindungen der Unterkiefermolaren erweist sich das Hypolophid durchschnittlich als ,,moderner" als das Metalophid, das immerhin noch bei 20% der Artvertreter Andeutungen des ,,alten" Vorderjochs erkennen läßt (Abb. 10).

Als Bestätigung für den relativ hohen Entwicklungsgrad muß bei den Unterkiefermolaren noch die deutlich ausgeprägte Spitze der M_1 und wahrscheinlich auch das bis zum Hypoconidvorderabhang reichende, labiale Vordercingulum genannt werden (Abb. 13). Dieses lange Vordercingulum findet sich nach Bahlo (1975) auch bei *E. atavus* aus Heimersheim.

Alle eben genannten ,,modernen" Merkmale nehmen in der Zahnreihe nach hinten an Häufigkeit zu.

Die Unterkiefermolaren von *E. atavus* weisen auch hinsichtlich ihrer Merkmalskombinationen eine relativ geringe Variabilität auf. Bei allen Zahntypen zeigt sich eine mehr oder weniger große, in allen vier Zahnbereichen identisch strukturierte Gruppe, der kleinere, i. a. von der ersteren nur in einem oder zwei Merkmalen unterschiedliche Gruppen folgen. Außerdem treten bestimmte Merkmalszweier- oder Merkmalsdreierkombinationen besonders häufig auf, so daß sie als signifikant bezeichnet werden können (Abb. 14–16). Im Unterkiefer ließen sich die Molaren besonders durch folgende Merkmale charakterisieren:

M_1: spitzer Prälobus mit deutlichem Anteroconid; transversal im Anteroconid mündender Protoconidvorderarm; an Höhe abnehmender, im Protoconidhinterabhang mündender Längsgrat; halblanges Mesolophid.

M_2: schnell zum Protoconidvorderabhang absteigendes, labiales Vordercingulum; stark proverses Metalophid; gerader, langer, vom Metaconid abgewandter Protoconidhinterarm.

M_3: wie bei den M_2 gestaltetes, labiales Vordercingulum; Längsgrat ohne Querelemente.

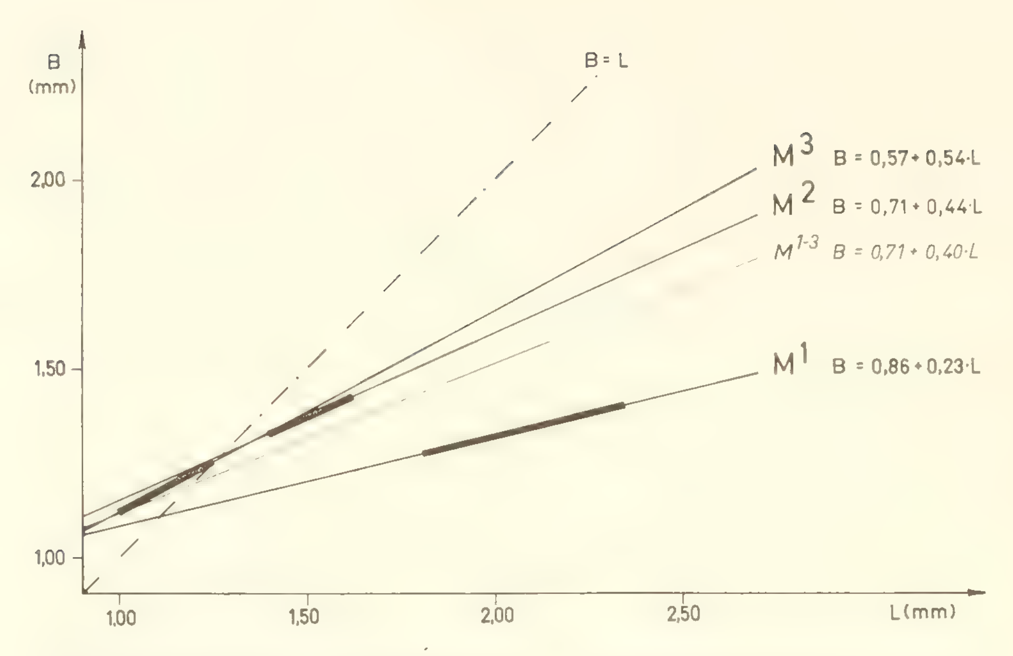


Abb. 8: Regressionsgeraden der Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* aus Möhren 13. Schwarze Balken: etwaige Variationsbreite der Molaren.

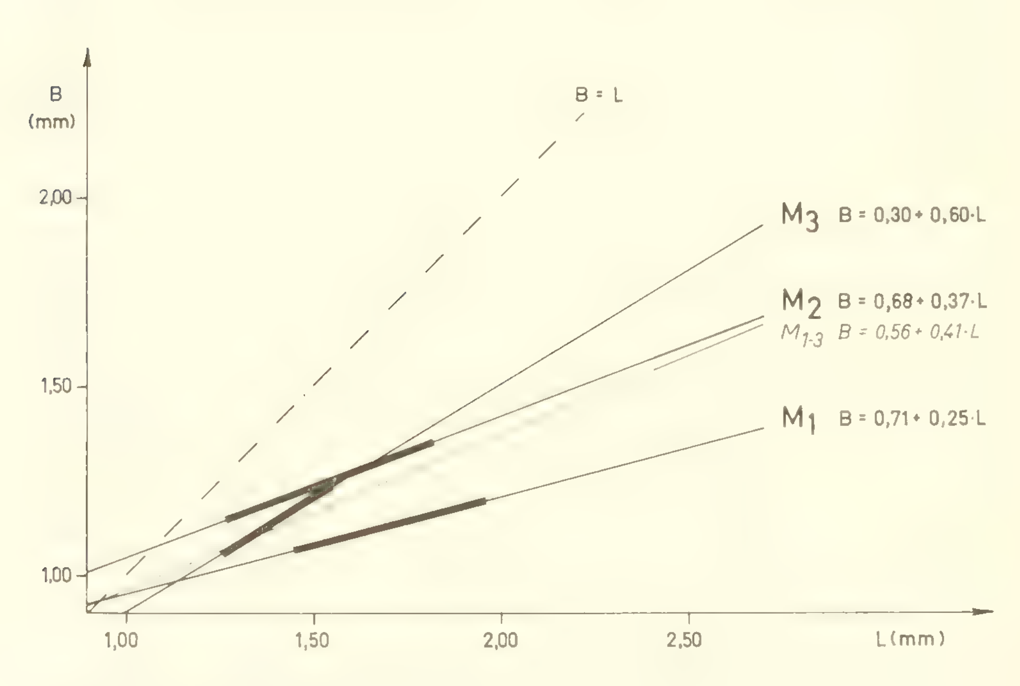


Abb. 9: Regressionsgeraden der Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* aus Möhren 13. Schwarze Balken: etwaige Variationsbreite der Molaren.

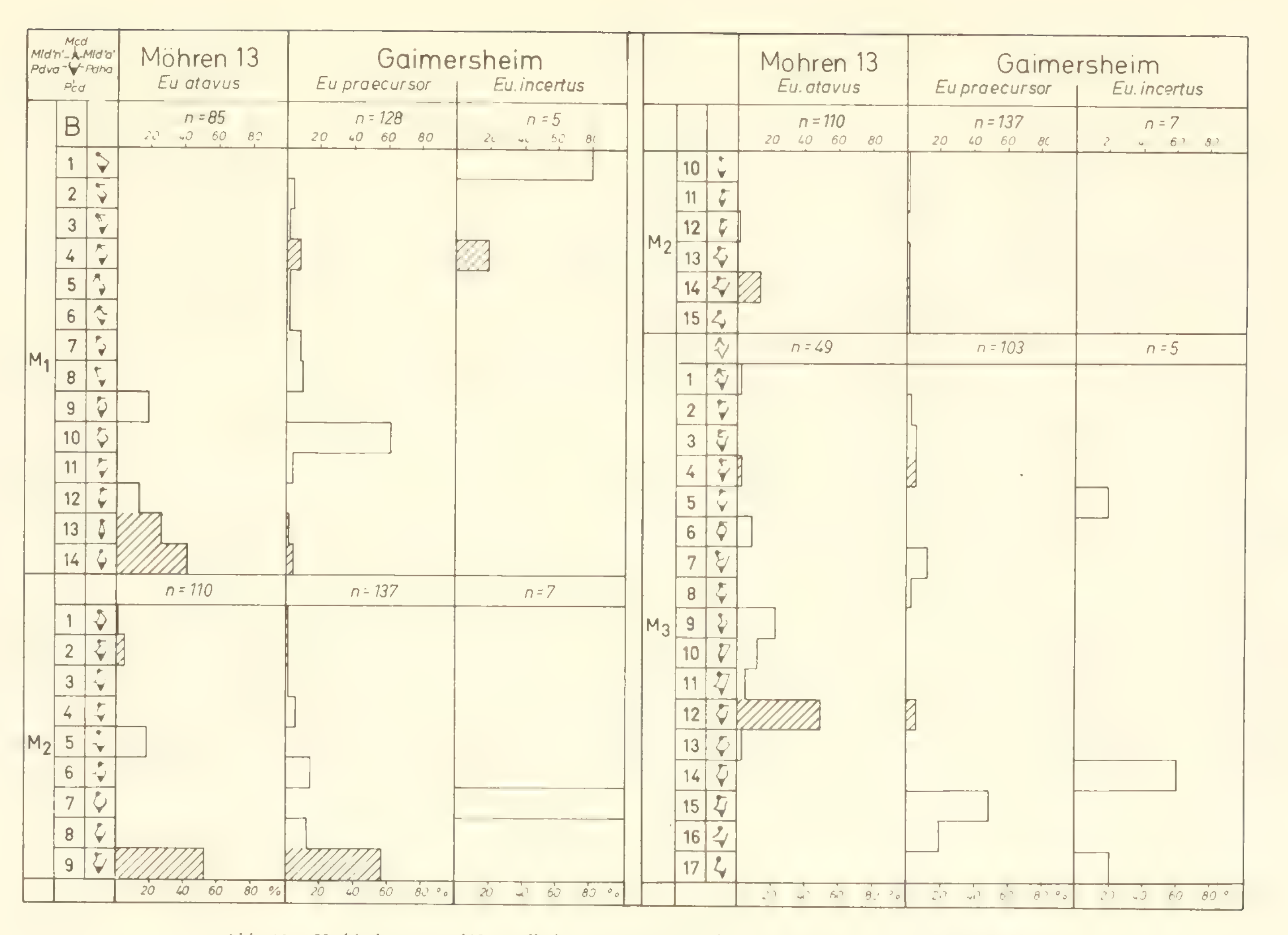


Abb. 10: Verbindungen und Konstellationen von Meta- und Protoconid bei den Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.

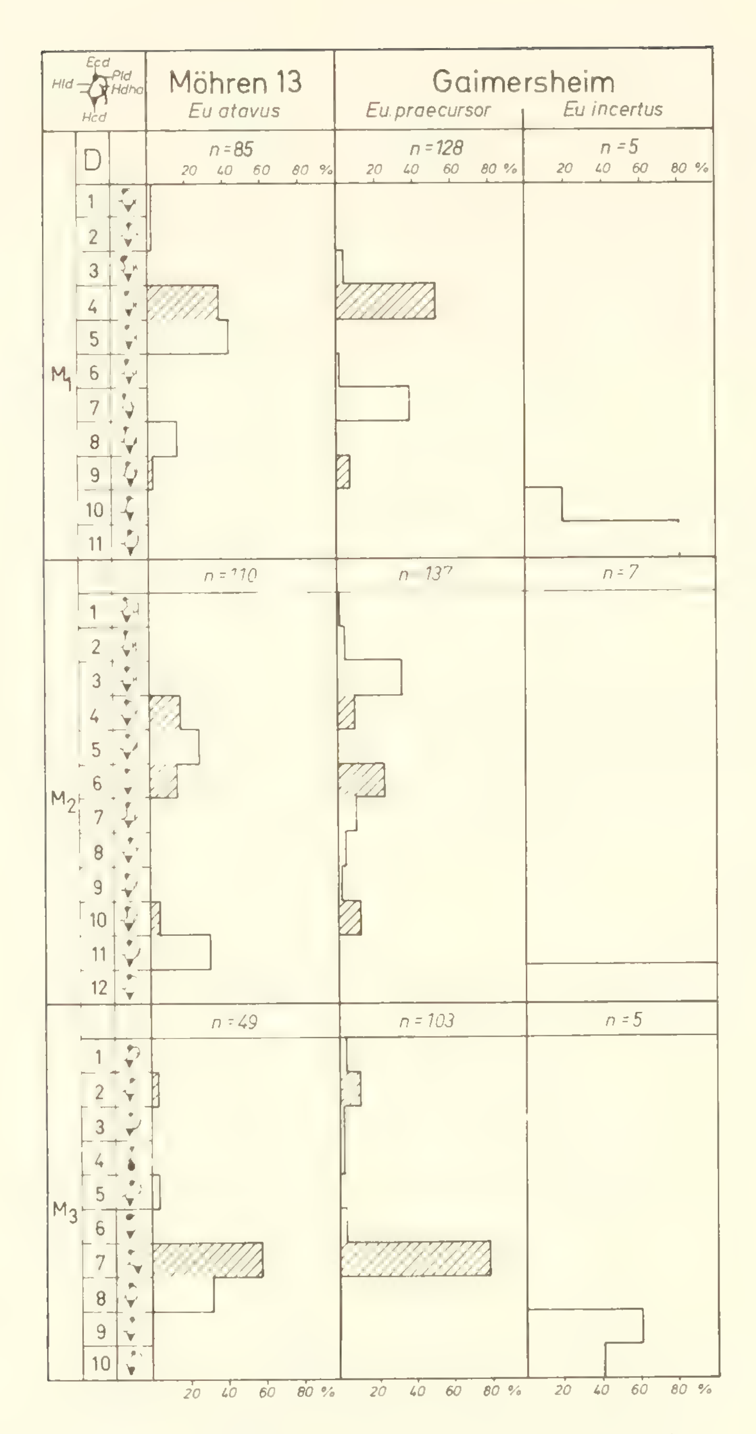


Abb. 11: Verbindungen und Konstellationen von Ento- und Hypoconid der Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.

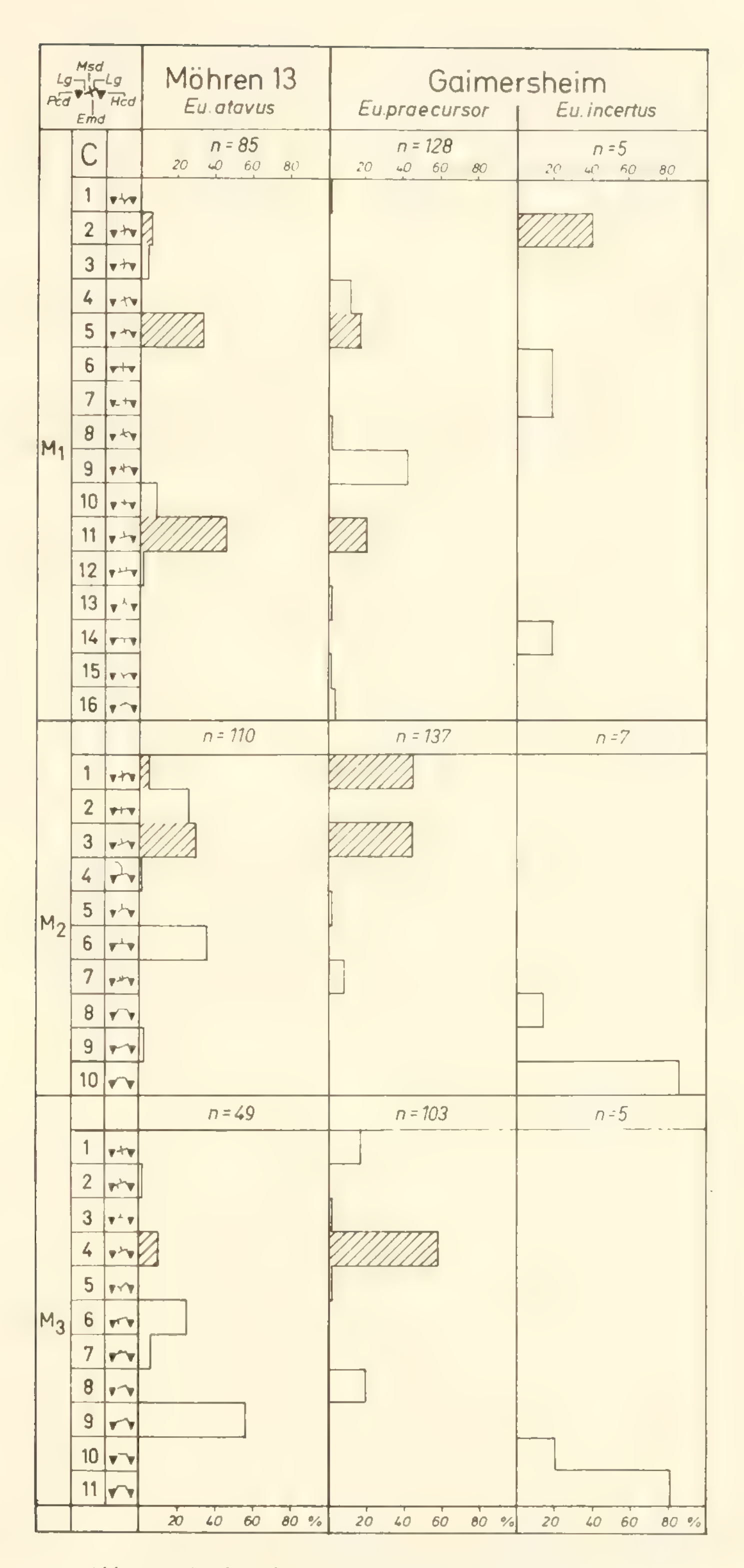


Abb. 12: Strukturelemente der mittleren Quertäler der Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.

Möhren 13
Eu. atavus
Gaimersheim
Eu. praecursor
Eu. incertus
n = 85
n = 128
n = 5
n = 110
n = 137
n = 7
n = 49
n = 103
n = 5
M_1
M_2
M_3

Abb. 13: Strukturelemente des Prälobus und ihre Verbindungen zu Meta- und Protoconid bei den Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.

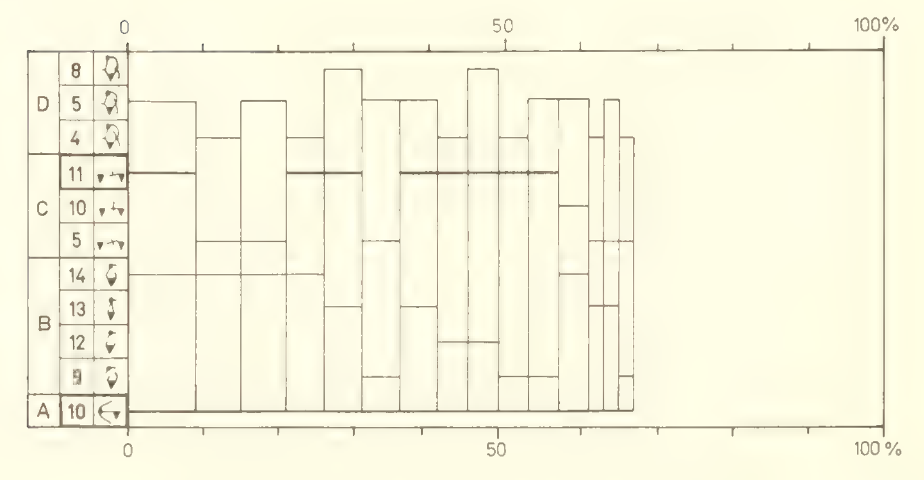


Abb. 14: Gruppen strukturell identischer erster Unterkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 10–13.

Die Oberkieferzähne zeigen ebenfalls recht „fortschrittliche" Züge. Einen retrovers verlaufenden Protoloph – und somit die „modernste" Form – weist bereits etwa die Hälfte der Exemplare auf (Abb. 17). Die hintere Querverbindung mündet dagegen in ihrer fortschrittlichsten Form im Zentrum des Hypoconushalbmondes (25%, Abb. 18). Hinsichtlich der Querverbindungen finden sich also im Oberkiefer andere Verhältnisse als im Unterkiefer: während sich im Unterkiefer das Vorjoch „altmodischer" verhält, zeigt es im Oberkiefer die „progressiveren" Züge. Im allgemeinen lassen sich jedoch in beiden Kiefern keine Unterschiede in der Entwicklungshöhe feststellen. Auch im Oberkiefer findet sich ein bis zum Hypoconusvorderabhang laufendes Vordercingulum (Abb. 19).

Wie im Unterkiefer läßt sich an einem Zahntyp ein besonders „altertümliches" Merkmal beobachten. Es han-

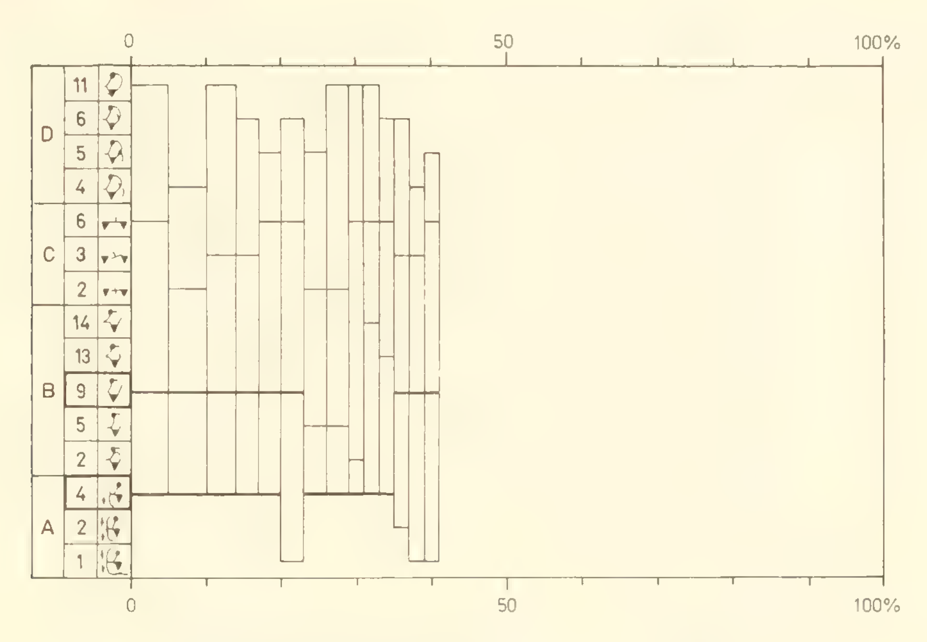


Abb. 15: Gruppen strukturell identischer zweiter Unterkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 10–13.

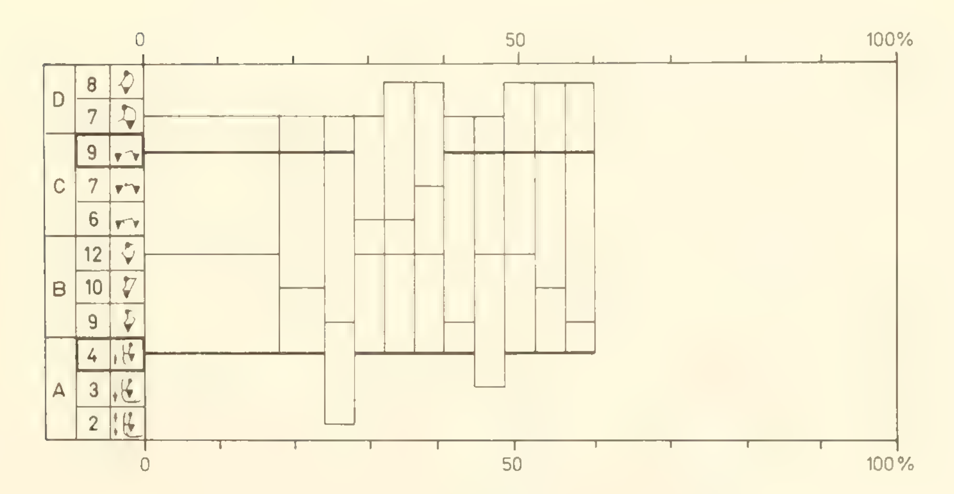


Abb. 16: Gruppen strukturell identischer dritter Unterkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 10–13.

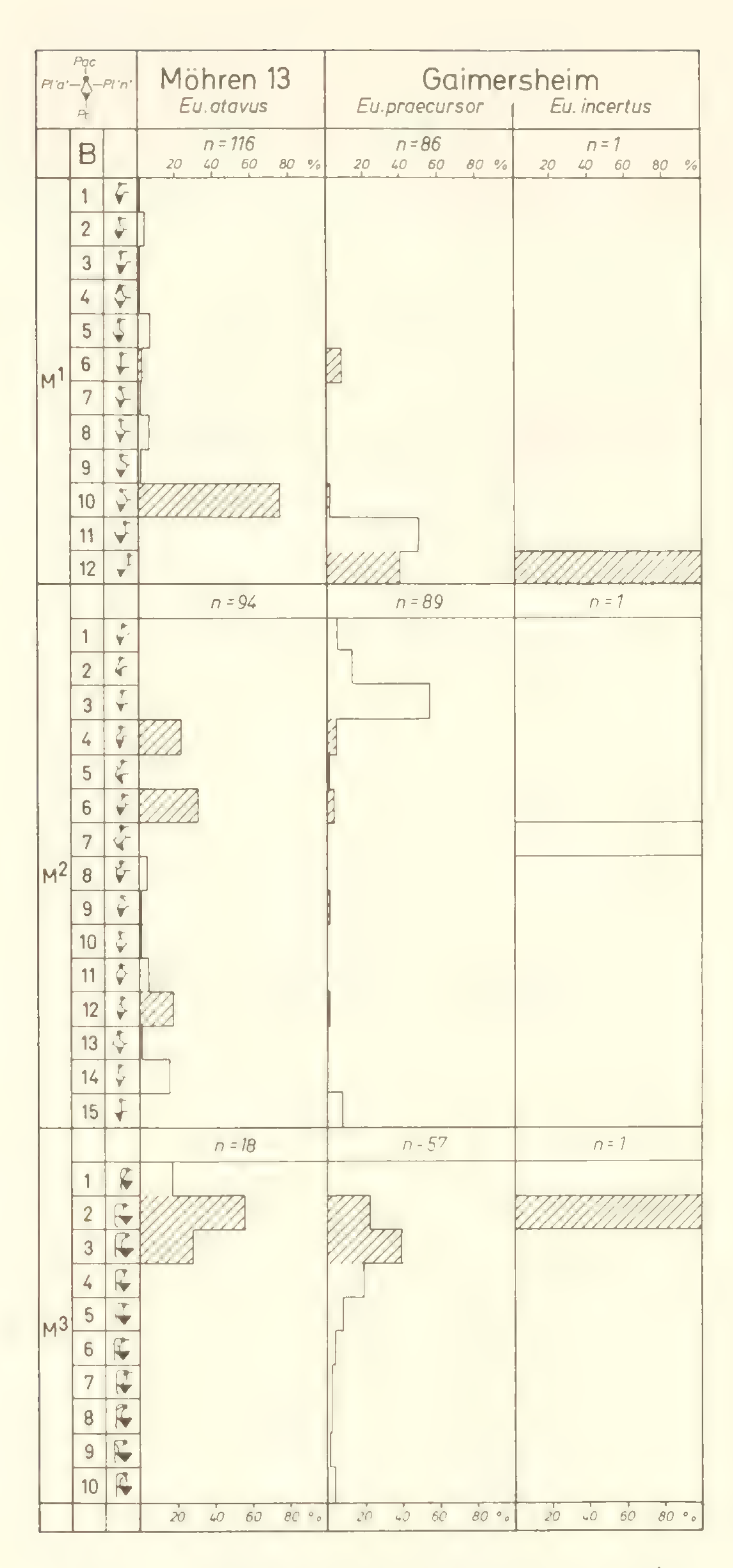


Abb. 17: Verbindungen und Konstellationen von Para- und Protoconus bei den Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.

Abb. 18: Verbindungen und Konstellationen von Meta- und Hypoconus der Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.

delt sich um den Längsgrat der dritten Oberkiefermolaren (Abb. 20b), der nach den von SCHAUB (1925) festgestellten Kriterien als sehr „ursprünglich" bezeichnet werden muß, da die Innenhügel deutlich konnektieren.

Alle „modernen" Merkmale nehmen in der Zahnreihe von vorne nach hinten an Häufigkeit ab.

Die Oberkiefermolaren von *E. atavus* lassen sich durch folgende Merkmalskombinationen charakterisieren (Abb. 21, 22):

M^1: retrovers im Protoconushinterarm mündender Protoloph; halblanger Mesoloph; kein Mesostyl; von den Außenhügeln in das Mitteltal entsendete Sporne.

M^2: halblanger Mesoloph; dünne Mittelbarre an Stelle eines Mesostyls; provers im Hypoconusvorderarm mündender Metaloph.

M^3: labiales Vordercingulum mit distaler Verdickung; kräftiges, linguales Vordercingulum; in der Protoconusvorderspitze mündender Protoloph; enger Konnex zwischen Proto- und Hypoconus.

Es kann also zusammengefaßt werden: *Eucricetodon atavus* aus Möhren 13 zeigt etwas größere Maße, als sie für eine Population, die altersmäßig zwischen denen der Niveaus von Hoogbutsel und Montalban steht, angenommen werden dürfte. Auch der im Ganzen nicht mehr „primitiv" zu bezeichnende Habitus spräche eher für ein jüngeres Alter, könnte man an der vom „International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary" (1975) vorgenommenen Einstufung der Lokalität in das Niveau von Villebramar zweifeln.

Stünde das Alter der Population von Möhren 13 noch nicht fest, so sprächen Größenvergleiche mit anderen *ata-*

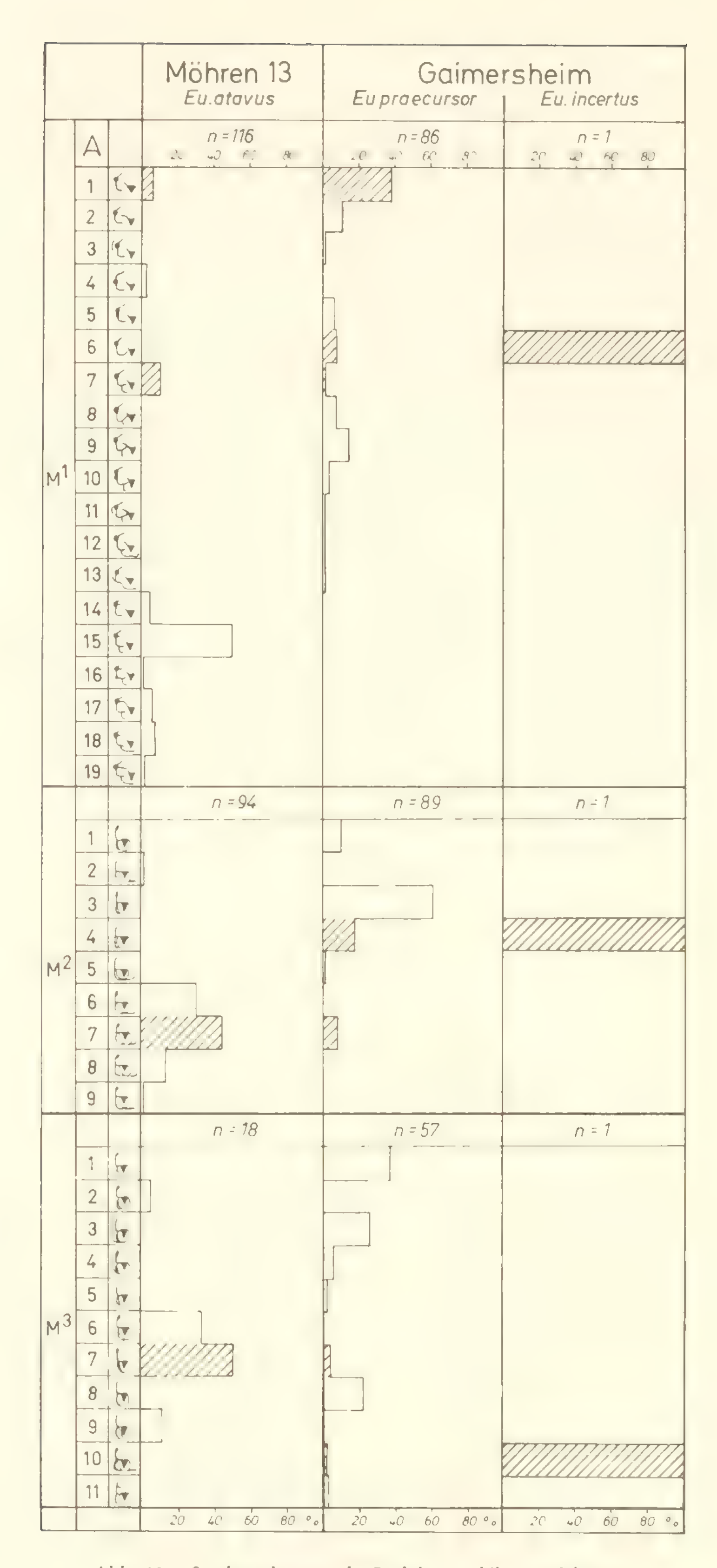
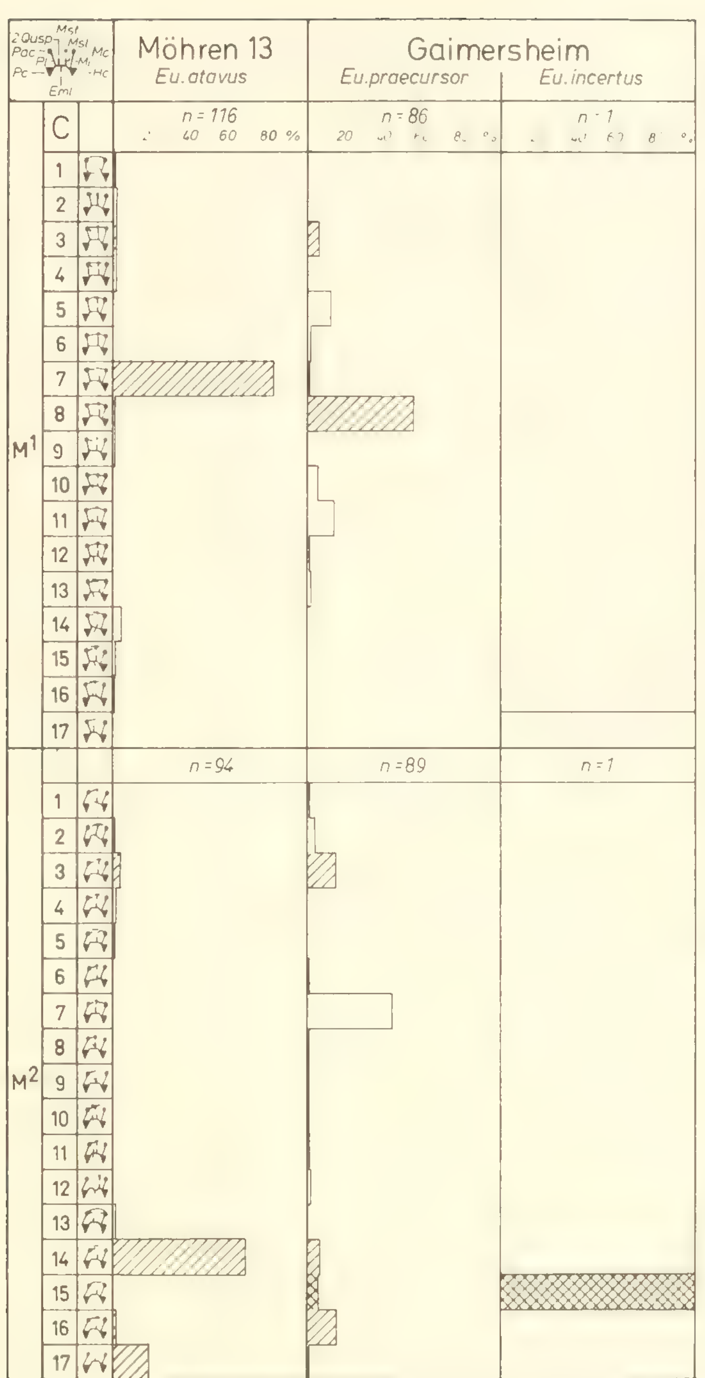


Abb. 19: Strukturelemente des Prälobus und ihre Beziehungen zu Para- und Protoconus bei den Oberkiefermolaren von *Ecricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.



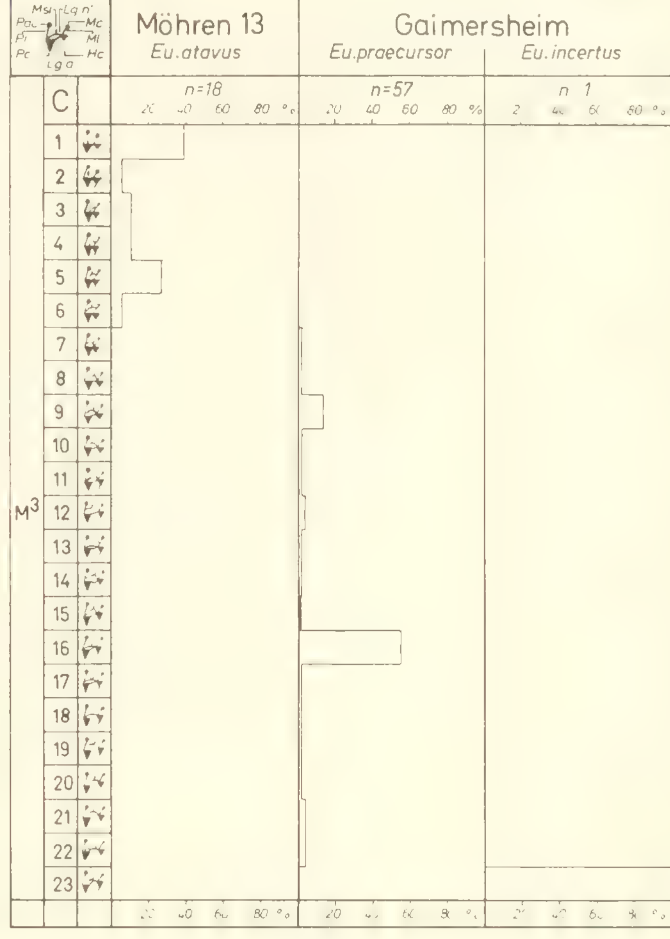


Abb. 20a: Strukturelemente der mittleren Quertäler der ersten und zweiten Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.

Abb. 20b: Strukturelemente der mittleren Quertäler der dritten Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13), *E. praecursor* (Gaimersheim) und *E. incertus* (Gaimersheim). Vergleich der Häufigkeitsverteilungen.

vus-Populationen eher für ein Alter etwas jünger als das der Lokalität Mége (Niveau Montalban).

Vergleicht man *E. atavus* aus Möhren 13 morphologisch mit anderen *atavus*-Populationen, zeigt sich besonders bei den M^1 und M^2 eine deutliche Ähnlichkeit mit der von VIANEY-LIAUD (1972) als *E.* cf. *atavus* aus Les Chapelins bekanntgemachten Form. Andererseits findet sich bei den M^2 aus Möhren 13 auch schon der im Protoconushinterarm mündende Protoloph, der von BAHLO (1975) schon bei der kleineren Heimersheimer *atavus*-Form beschrieben wurde.

Gegen eine Einstufung in ein höheres Niveau als Villebramar sprechen dagegen die M^3, die Anfänge einer „neuen" Längsverbindung nicht erkennen lassen, sondern die noch eng verbundenen Innenhügel zeigen, und die drei Exemplare der M_1, die das „alte" Hypolophid aufweisen.

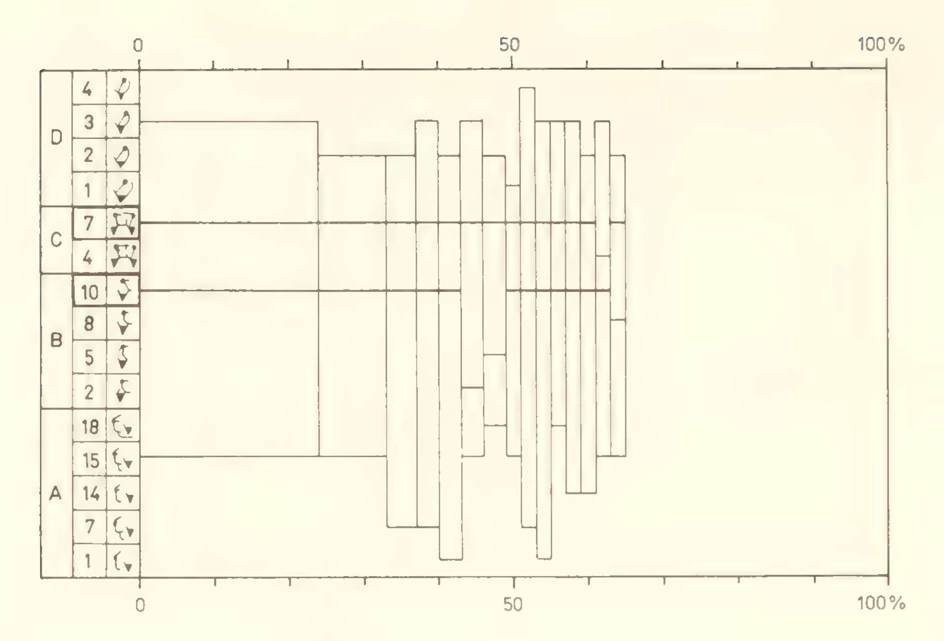


Abb. 21: Gruppen strukturell identischer erster Oberkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in Abb. 17–20.

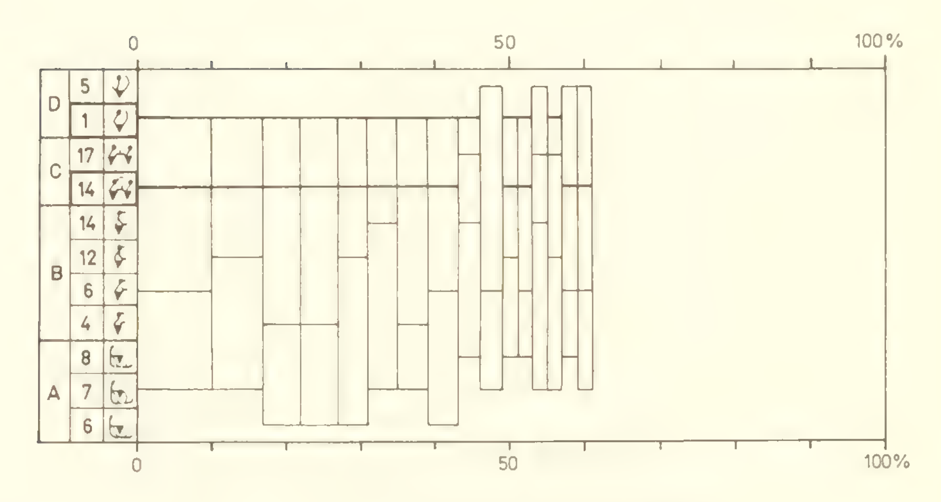


Abb. 22: Gruppen strukturell identischer zweiter Oberkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 17–20.

Aufgrund der Gestalt der M_1 und M^3 müßte daher die Population von Möhren 13 jünger als die aus Aubrelong (Niveau Hoogbutsel), aber etwas älter als die aus Montalban (Niveau Montalban) sein, was die Altersdatierung des internationalen Symposiums bestätigt.

3.2 *EUCRICETODON PRAECURSOR* (SCHAUB, 1925)

Es fand sich eine relativ große Variabilität aller Längen- und Breitenwerte, die jedoch nicht über das von SIMPSON, ROE & LEWONTIN (1960) als normal bezeichnete Maß hinausgeht (Abb. 23, 24). Die Variationsbreite der Längenwerte zeigt in Ober- wie Unterkiefer bei den ersten Molaren die größten Werte (Tab. 1–6). Bei den Breitenwerten weisen die zweiten Molaren die größte Variationsbreite auf.

Die größten Werte der Variabilitätskoeffizienten finden sich in allen Fällen bei den letzten Molaren.

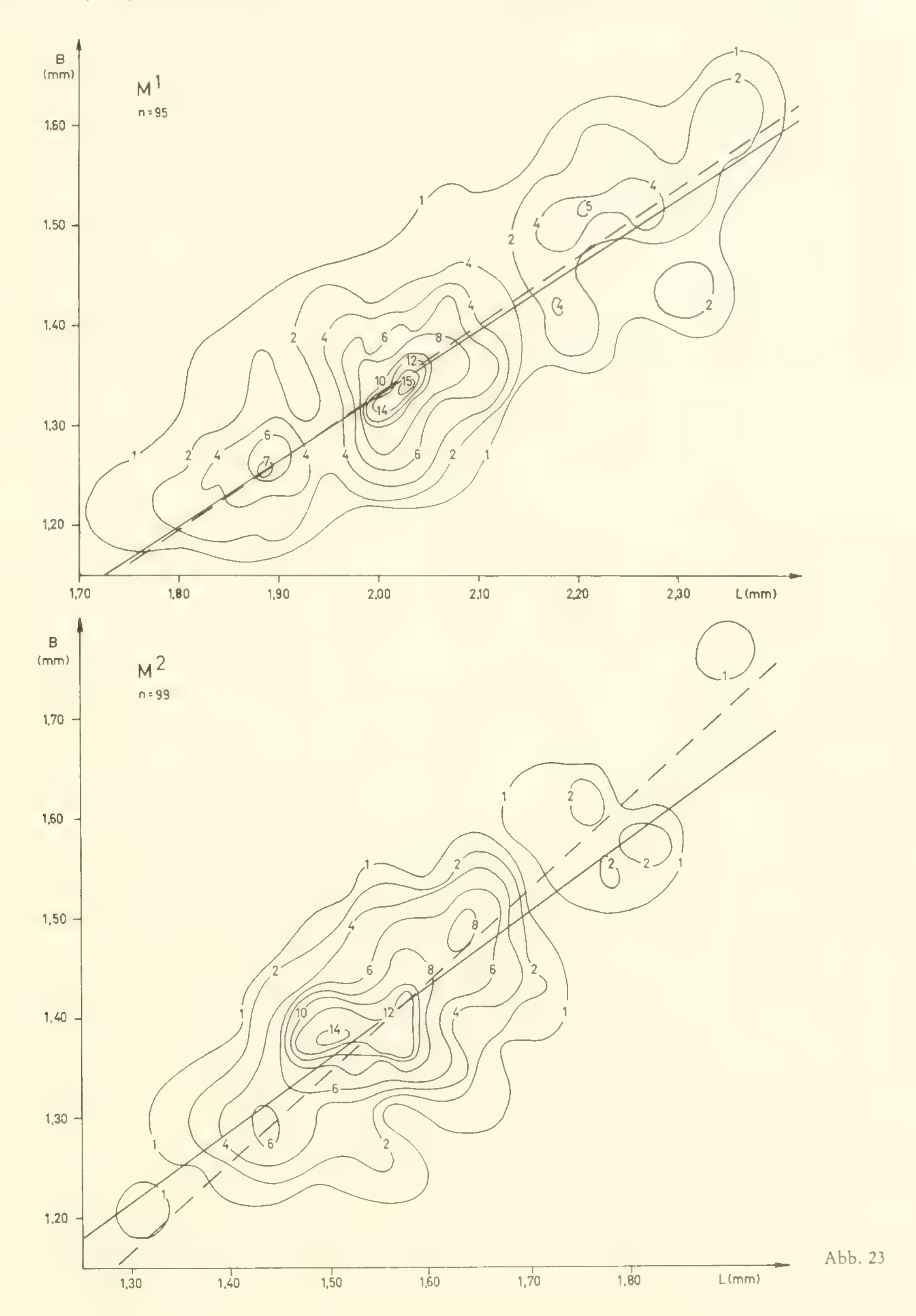


Abb. 23

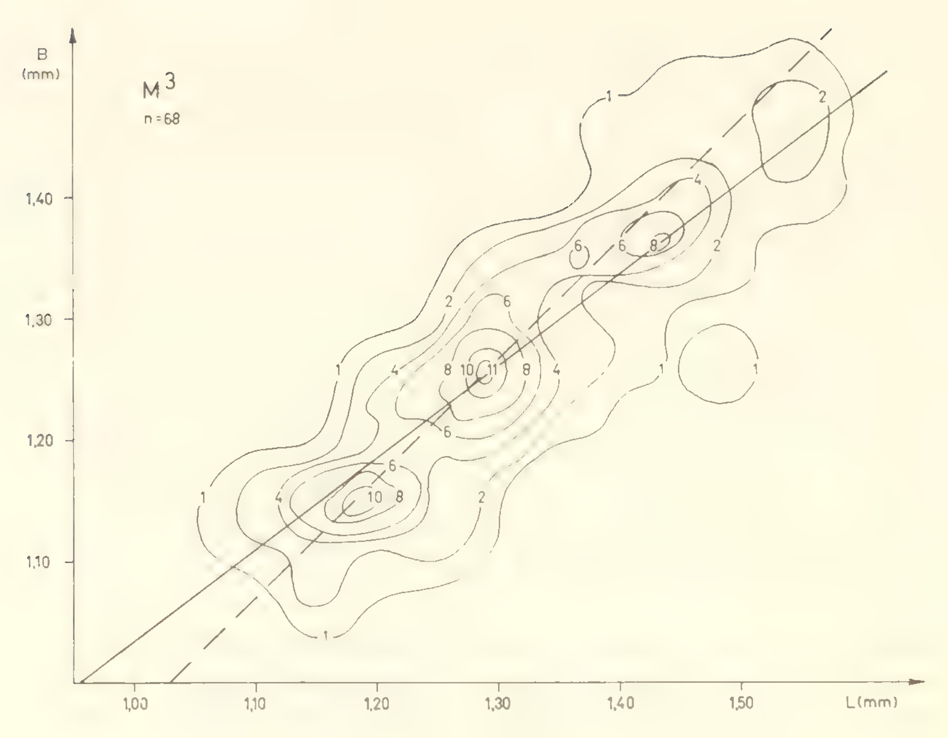
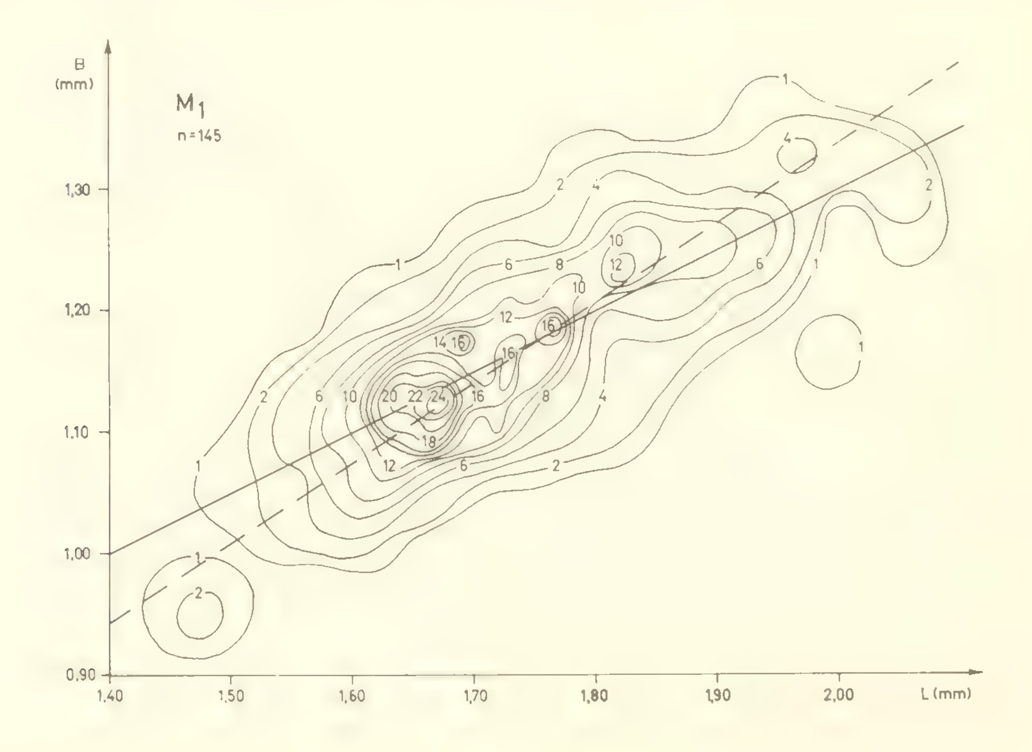
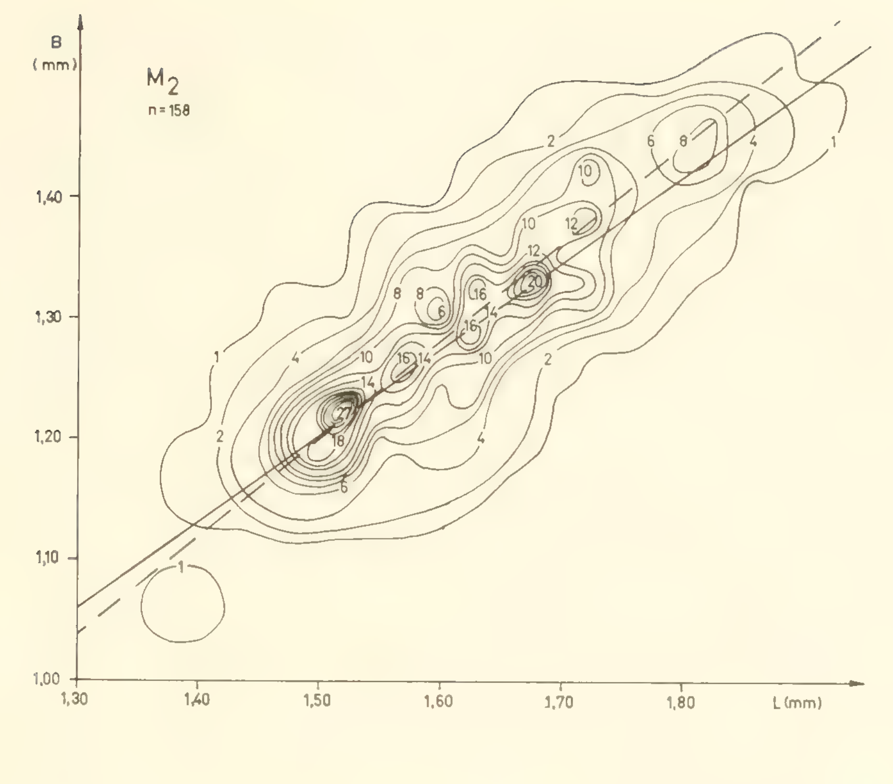


Abb. 23: Isoliniendiagramme der Oberkiefermolaren von *Eucricetodon praecursor* aus Gaimersheim. Gestrichelte Gerade: aus den Mittelwerten konstruierte Regressionsgerade; durchgezogene Gerade: errechnete Regressionsgerade.

Die Berechnung der Korrelationsintensität von Länge und Breite ergibt bei allen Zahntypen hochsignifikante Werte (Abb. 4, 5). Ähnliche Ergebnisse finden sich auch bei den Längen- bzw. Breitenkorrelationen innerhalb der Zahnreihen (Abb. 6, 7). Die Breitenwerte zeigen sich in Ober- wie Unterkiefer hochsignifikant korreliert, während die Längenwerte es nur bei den Unterkiefermolaren sind.

Die Regressionsgeraden verlaufen in beiden Kiefern einander und der Linie gleichen Längen-Breitenverhält-





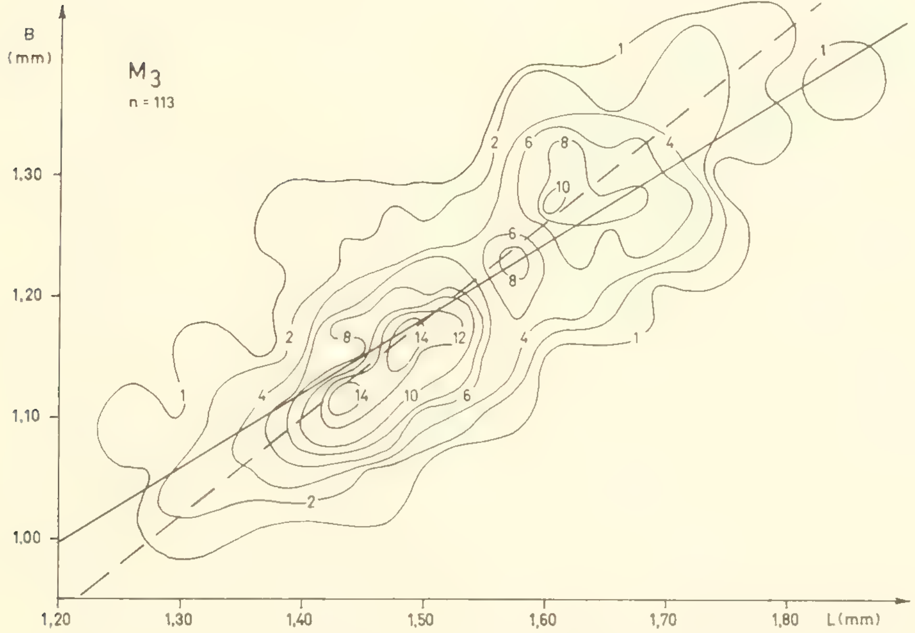


Abb. 24: Isoliniendiagramme der Unterkiefermolaren von *Eucricetodon praecursor* aus Gaimersheim. Gestrichelte Gerade: aus den Mittelwerten konstruierte Regressionsgerade; durchgezogene Gerade: errechnete Regressionsgerade.

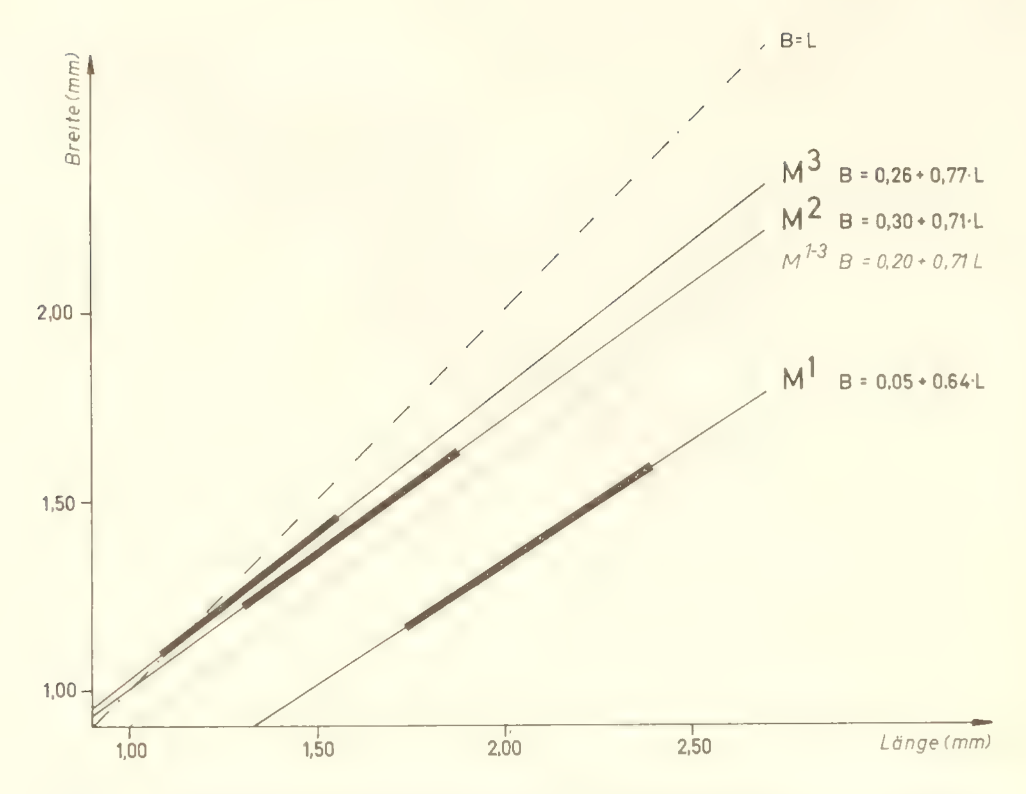


Abb. 25: Regressionsgeraden der Oberkiefermolaren von *Eucricetodon praecursor* aus Gaimersheim. Schwarze Balken: etwaige Variationsbreite der Molaren.

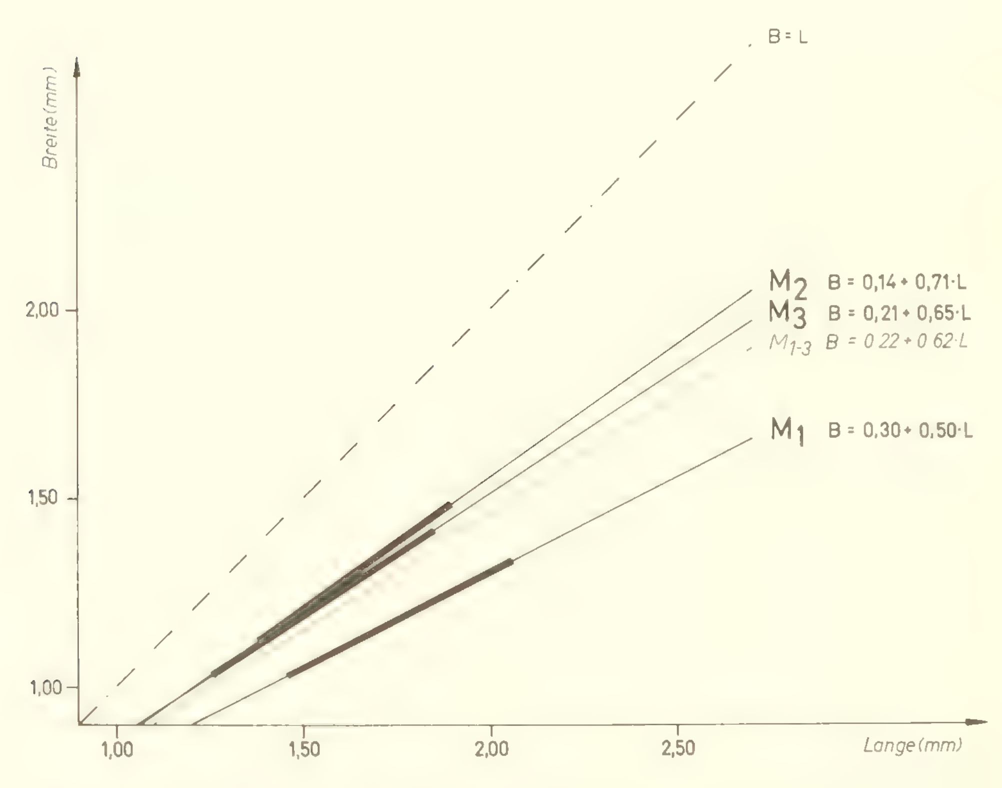


Abb. 26: Regressionsgeraden der Unterkiefermolaren von *Eucricetodon praecursor* aus Gaimersheim. Schwarze Balken: etwaige Variationsbreite der Molaren.

nisses (= ca. 1,3) etwa parallel (Abb. 25, 26). Dieses Ergebnis läßt den Schluß zu, daß im Durchschnitt kleinere wie größere Exemplare dieser Art etwa dasselbe Längen-Breitenverhältnis aufweisen.

Auch die morphologische Analyse belegt die relativ große Variabilität des *E. praecursor.* Setzt man auch hier bei der Betrachtung der Schmelzstrukturen die von Schaub (1925) entdeckten Kriterien der Merkmalsentwicklung als richtig voraus, so erweist sich *E. praecursor* als für sein Alter relativ „ursprünglich" gebaut. Hierfür spricht im Unterkiefer vor allem das erst bei 60% der Artvertreter *(E. atavus* 80%) provers verlaufende Metalophid (Abb. 10), der meist mit vielen Querelementen versehene Längsgrat (Abb. 12) – die „modernere" Form des Längsgrates ohne Querelemente findet sich bei durchschnittlich erst 6% – und der noch bei 70% aller *E. praecursor*-Vertreter *(E. atavus* 50%) erscheinende Hypoconidhinterarm. Das Hypolophid mündet in allen Fällen im Hypoconidvorderarm (Abb. 11).

Im Oberkiefer finden sich ähnliche Verhältnisse. Das „moderne", retroverse Vorjoch kommt bei etwa einem Drittel (*E. atavus* fast 50%) der Exemplare vor (Abb. 17). Etwas „fortschrittlicher" verhält sich dagegen der im Hypoconuszentrum mündende Metaloph (Abb. 18), der sich bei durchschnittlich fast der Hälfte (*E. atavus* 30%) erkennen läßt. Einen ausgesprochen „modernen" Habitus zeigen dagegen die M^3, deren bereits voneinander getrennte Innenhügel und der in „Bildung" befindliche „neue" Längsgrat für eine höhere Entwicklungsstufe sprechen (Abb. 20b).

Der Gesamthabitus der Molaren von *E. praecursor* kann also als relativ „konservativ" bezeichnet werden, wenngleich auch einige Merkmale – besonders die der M^3 – deutlich „fortschrittlichere" Züge tragen.

Wie bei *E. atavus* nehmen im Unterkiefer die Häufigkeiten der „moderneren" Merkmale in der Zahnreihe nach hinten zu, während sie im Oberkiefer weniger werden.

Auch hinsichtlich ihrer Merkmalskombinationen lassen die Molaren des *E. praecursor* eine relativ große Variabilität erkennen. Zwar zeigt jeder Zahntyp eine mehr oder minder deutliche, identisch strukturierte Gruppe und lassen sich signifikante Merkmalszweier- und Merkmalsdreierverbindungen finden, doch weisen durchschnittlich etwa 50% der Exemplare Merkmalsviererverbindungen auf, die bei nur einem Exemplar vorkommen (Abb. 27–29). Im Unterkiefer waren folgende signifikante Merkmale zu erkennen:

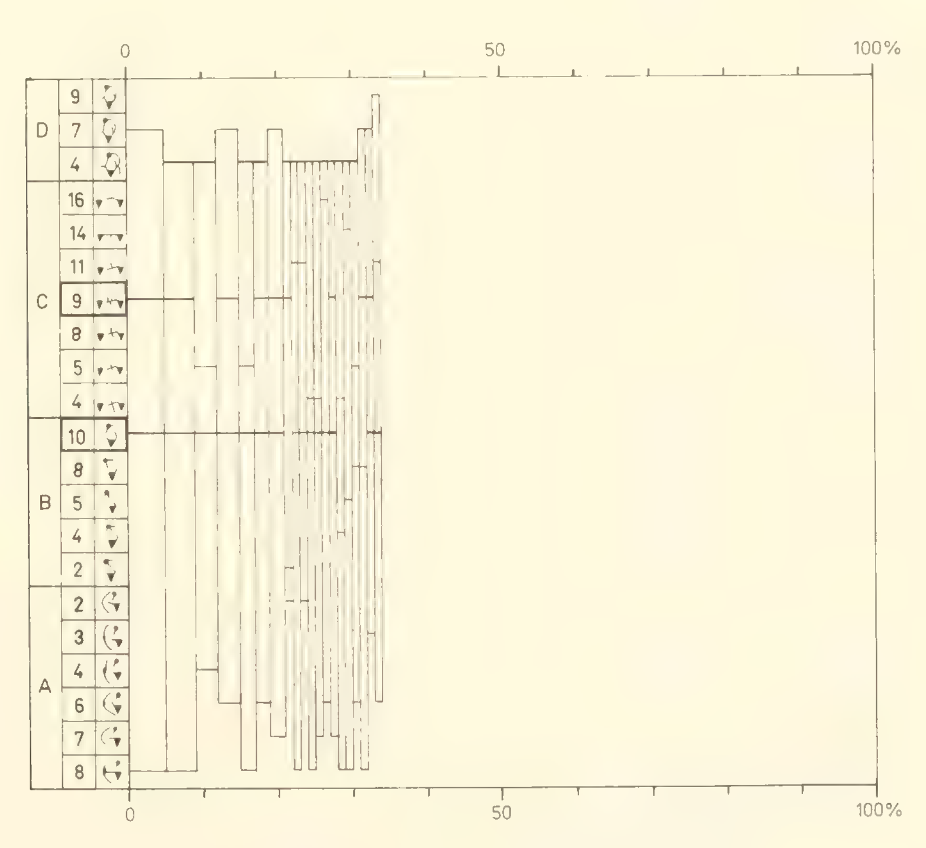


Abb. 27: Gruppen strukturell identischer erster Unterkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon praecursor* (Gaimersheim). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 10–13.

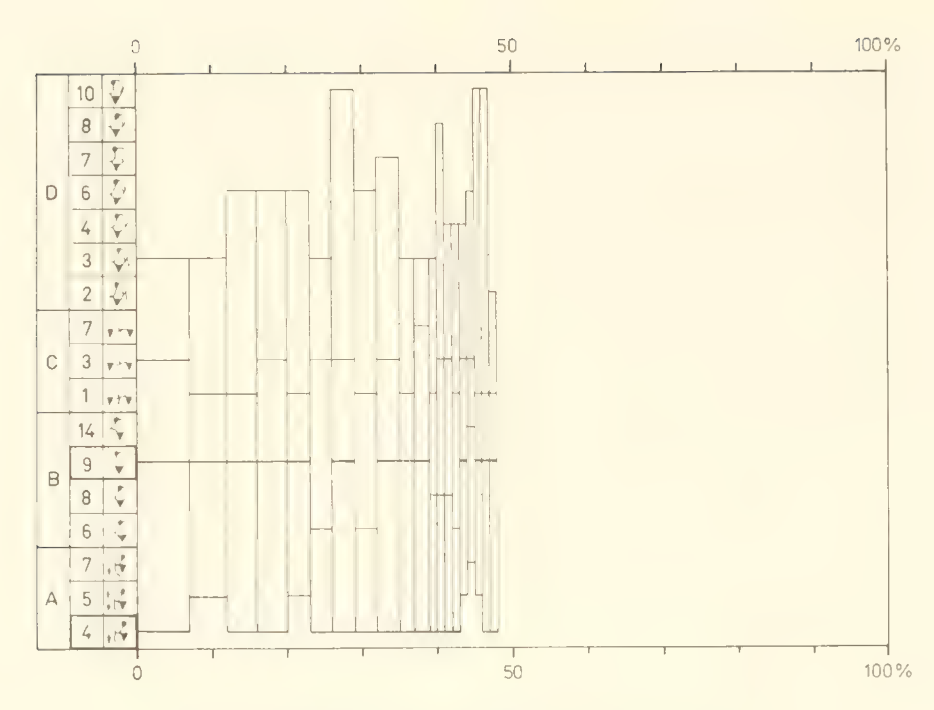


Abb. 28: Gruppen strukturell identischer zweiter Unterkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon praecursor* (Gaimersheim). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 10–13.

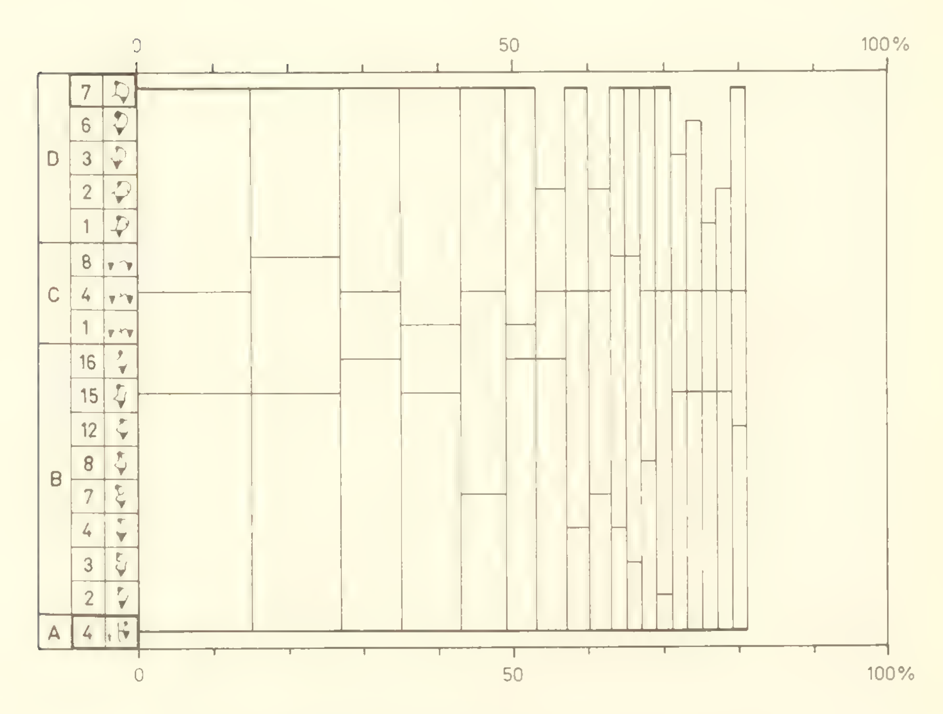


Abb. 29: Gruppen strukturell identischer dritter Unterkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon praecursor* (Gaimersheim). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 10–13.

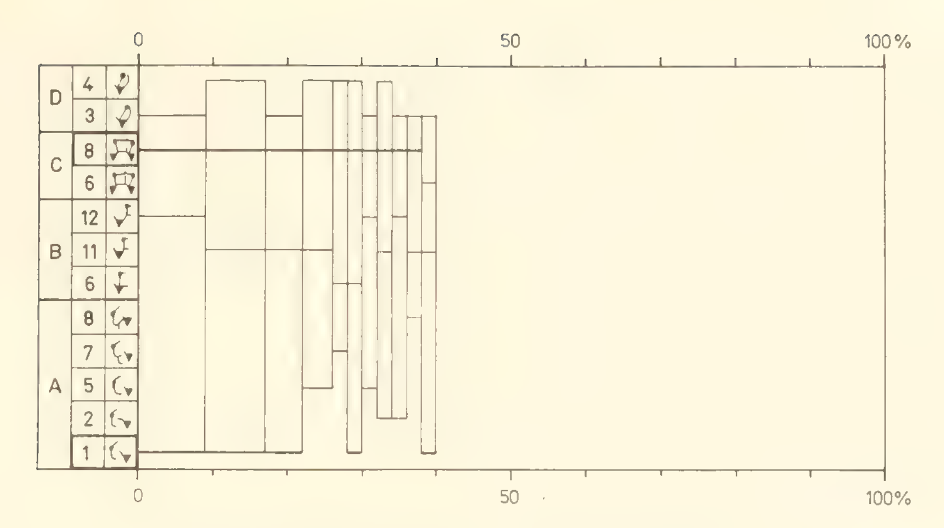


Abb. 30: Gruppen strukturell identischer erster Oberkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon praecursor* (Gaimersheim). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 17–20.

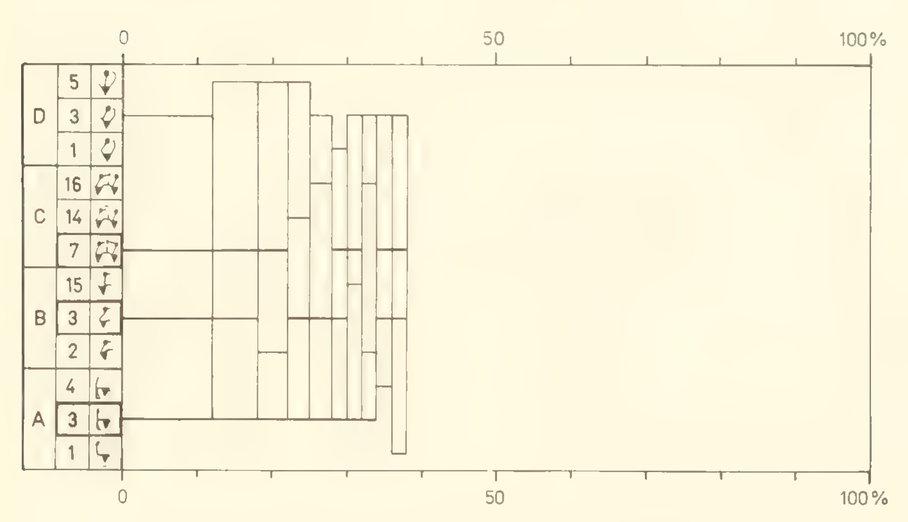


Abb. 31: Gruppen strukturell identischer zweiter Oberkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon praecursor* (Gaimersheim). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 17–20.

M_1: „neues", den Protoconidvorderarm noch nicht erreichendes Metalophid; zum Metaconid hingebogener Protoconidhinterarm; im Hypoconidvorderarm mündendes Hypolophid; halblanger, auf das Entoconid weisender Hypoconidhinterarm; den labialen Zahnhinterrand hinabziehende Schmelzrippe.

M_2: breite Vorderquertäler; transversales, im Protoconidvorderarm mündendes Metalophid; gestreckter, langer Protoconidhinterarm.

M_3: sehr breites, labiales Vorderquertal; transversal im Hypoconidvorderarm mündendes Hypolophid; kein Hypoconidhinterarm.

Die Oberkiefermolaren zeigen die folgenden, signifikanten Merkmale (Abb. 30–32):

M^1: deutlicher Anteroconus; bis an die Vorderabhänge der Vorderhügel reichende Vordercingula; geknickt verlaufender Längsgrat; halblanger Mesoloph; vom Para- zum Metaconus verlaufendes, dünnes Grätchen; Mesostyl.

M^2: labiales Vordercingulum mit Verdickung am distalen Ende; im Protoconusvorderarm mündender Protoloph, der im oberen Teil nach hinten gerichtet ist.

M^3: „neuer", weiter labialwärts gelegener Längsgrat; Reste des „alten" Längsgrates; Innenhügel ohne

unmittelbaren Konnex; kurzer, transversaler Mesoloph; im Hypoconusvorderarm mündender Metaloph.

Es kann also über die *Eucricetodon praecursor*-Population von Gaimersheim zusammengefaßt werden: *E. praecursor* zeichnet sich durch eine relativ große Variabilität aus. Nur hinsichtlich der Korrelation von Werten streut er sehr wenig, so daß sich durchschnittlich hochsignifikante Korrelationswerte finden. Es lassen sich sowohl im Hinblick auf die Größenverhältnisse wie auf die Morphologie Ähnlichkeiten mit dem von VIANEY-LIAUD (1972) aus St.-Victor-la-Coste bekanntgemachten Vertreter des *E. praecursor* erkennen. Der Habitus trägt im großen und ganzen relativ ,,ursprüngliche" Züge. Nur die dritten Oberkiefermolaren sind deutlich ,,modern" strukturiert.

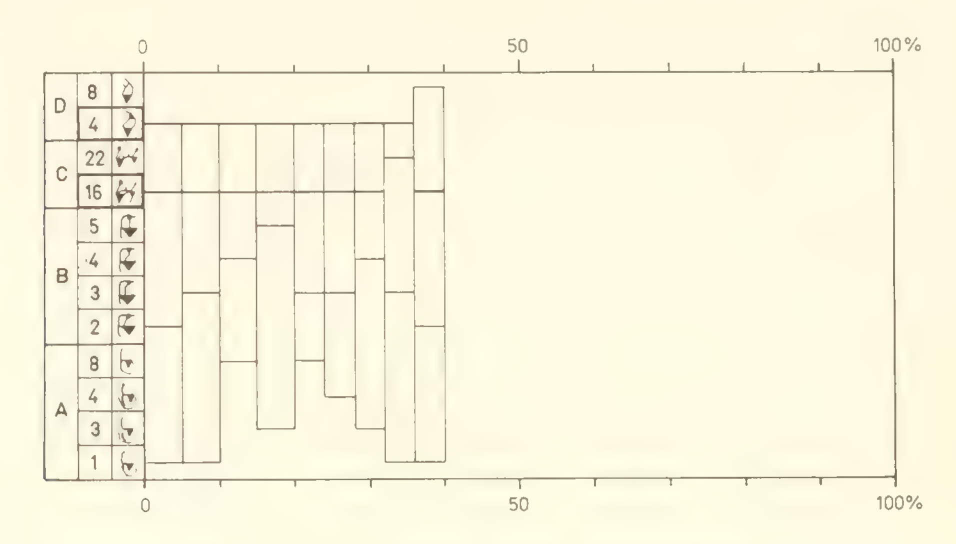


Abb. 32: Gruppen strukturell identischer dritter Oberkiefermolaren (Koppelungsvierergruppen) von *Eucricetodon praecursor* (Gaimersheim). Freies Feld rechts: Merkmalsviererkoppelungen einzelner Exemplare. Merkmalsbezeichnungen wie in den Abb. 17–20.

3.3 *EUCRICETODON INCERTUS* (*SCHLOSSER, 1884*)

Diese Art konnte wegen der geringen Anzahl (n = 20) weder metrisch noch morphologisch genau untersucht werden. Die Morphologie zeigt in ihrer Gesamtheit ein ,,modernes" Bild. Dieses wird besonders durch die strenge Symmetrie in der Anlage der Strukturelemente und die hohen, steilwandigen Grate belegt. Das völlige Fehlen akzessorischer Elemente und die insgesamt einfache Morphologie unterstreichen diesen Eindruck noch.

Eine Untersuchung der Molaren auf Merkmalsverbindungen hin war nur bei den Unterkiefermolaren möglich. Doch auch hier mußten die Aussagen wegen des geringen Umfangs des Fundgutes auf Folgendes beschränkt werden: Die mittleren Molaren zeigen die größte Konstanz in ihrem Koppelungsverhalten, da sechs der sieben Exemplare identisch strukturiert sind und sich der letzte in nur einem Merkmal von den anderen unterscheidet. Die ersten und letzten Molaren variieren etwa gleich stark (Abb. 10–13, 17–20).

4. SCHRIFTENVERZEICHNIS

BAHLO, E. (1975): Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinhessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigraphische Stellung. – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., **71:** 182 S., 43 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.

CAVALLI-SFORZA, L. (1974): Biometrie, Grundzüge biologisch-medizinischer Statistik. – 212 S., 48 Abb., 54 Tab.; Stuttgart (Gustav Fischer).

DEHM, R. (1935): Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **29:** 1–86, 10 Abb., 5 Taf.; München.

— — (1937): Neue tertiäre Spaltenfüllungen im südlichen Fränkischen Jura. – Zbl. Miner. etc., Abt. B, **1937** (9): 349–369; Stuttgart.

— — (1939): Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. – Zbl. Miner. etc., Abt. B, **1939** (4): 113–124, 4 Abb.; Stuttgart.

— — (1961): Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1:** 57–72, 1 Abb.; München.

FAHLBUSCH, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **118:** 1–136, 67 Abb., 7 Taf.; München.

— — (1970): Populationsverschiebungen bei tertiären Nagetieren. Eine Studie an oligozänen und miozänen Eomyiden Europas. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **145:** 1–136, 42 Abb., 26 Tab., 11 Taf.; München.

— — (1976): Report on the International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary (München, April 11–14, 1975). – Newsl. Stratigr., **5:** 160–167, 1 Tab.; Berlin/Stuttgart.

FREUDENBERG, H. (1941): Die oberoligozänen Nager von Gaimersheim bei Ingolstadt und ihre Verwandten. – Palaeontographica, A **92:** 99–164, 70 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

HEISSIG, K. (1970): Neue Fundstellen oligozäner Spaltenfaunen im Schwäbisch-Fränkischen Jura. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10:** 331–350, 4 Abb., 1 Taf.; München.

— — (1973): Oligozäne Vertebraten aus der Spaltenfüllung „Möhren 13" bei Treuchtlingen, Fränkischer Jura. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13:** 177–182; München.

HELMER, D. & VIANEY-LIAUD, M. (1970): Nouveaux gisements de Rongeurs dans l'Oligocène moyen de Provence. – C. R. somm. Soc. Géol. France, **1970:** 45–46; Paris.

HUGUENEY, M. (1969): Les Rongeurs (Mammalia) de l'Oligocène supérieur de Coderet-Bransat (Allier). – Docum. Labor. Géol. Lyon. **34:** 1–227, 116 Abb., 5 Taf.; Lyon.

— — & KISSLING, D. (1972): Nouveaux gisements de Mammifères de l'Oligocène supérieur de Suisse occidentale. – Geobios, **5:** 55–66, 3 Abb.; Lyon.

— — , TRUC, G. & PPHILIPPE, M. (1971): Nouveaux gisements à Mammifères et Mollusques continentaux dans l'Oligocène moyen du synclinal d'Apt (Vaucluse, Sud-Est de la France). – C. R. Acad. Sci. Paris, **272** (Sér. D): 2430–2433; Paris.

LAGALLY, A. (1978): Morphologisch-biostatistische Untersuchungen an *Eucricetodon* (Rodentia, Mammalia) der oligozänen Säugetierlagerstätten Möhren 13 und Gaimersheim. – Diss. Univ. München (Fotodruck), 184 S., 66 Abb., 8 Tab., 6 Taf.; München.

LAVOCAT, R. (1951): Révision de la faune des Mammifères Oligocènes d'Auvergne et du Velay. – Science et Avenir, 1–153, 26 Taf.; Paris.

MEIN, P. & FREUDENTHAL, M. (1971): Une nouvelle classification des Cricetidae (Mammalia, Rodentia) du Tertiaire de l'Europe. – Scripta Geologica, **2:** 1–37, 1 Abb., 2 Taf.; Leiden.

SCHAUB, S. (1925): Die Hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten. – Abh. Schweiz. Paläont. Ges., **45:** 1–110, 15 Abb., 5 Taf.; Basel.

SCHMIDT-KITTLER, N. (1971): Odontologische Untersuchungen an Pseudosciuriden (Rodentia, Mammalia) des Alttertiärs. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **150:** 1–133, 46 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; München.

— — & VIANEY-LIAUD, M. (1975): Les relations entre les faunes de rongeurs d'Allemagne du Sud et de France pendant l'Oligocène. – C. R. Acad. Sci. Paris, **281** (Sér. D): 511–514, 1 Taf.; Paris.

SIMPSON, G. G., ROE, A. & LEWONTIN, R. C. (1960): Quantitative Zoology. – 2. Aufl., VII + 440 S., 64 Abb.; New York (Harcourt, Brace & World).

THALER, L. (1964): Sur l'utilisation des Mammifères dans la zonation du Paléogène de France. – In: Coll. sur le Paléogène; Mém. B. R. G. M., **28:** 985–989; Paris.

— — (1965): Une échelle de zones bichronologiques pour les Mammifères du Tertiaire d'Europe. – C. R. somm. Soc. Géol. France, **1965** (4): 118; Paris.

— — (1966): Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. – Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., N. S., Sér. C, **17:** 1–295, 25 Abb., 15 Tab., 27 Taf.; Paris.

— — (1969): Rongeurs nouveaus de l'Oligocène moyen d'Espagne. – Palaeovertebrata, **2:** 191–207, 9 Abb.; Montpellier.

VIANEY-LIAUD, M. (1969): Rongeurs de l'Oligocène moyen provenant de nouvelles fouilles dans les phosphorites du Quercy. – Palaeovertebrata, **2:** 209–239, 16 Abb.; Montpellier.

— — (1972): Contribution à l'étude des Cricétidés oligocènes d'Europe occidentale. – Palaeovertebrata, **5:** 1–44, 12 Abb., 8 Tab., 5 Taf.; Montpellier.

— — (1974): L'anatomie crânienne des genres *Eucricetodon* et *Pseudocricetodon* (Cricetidae, Rodentia, Mammalia). Essai de systématique des Cricetidés oligocènes d'Europe occidentale. – Géol. Méditerran., **1:** 111–132, 20 Abb., 1 Taf.; Montpellier.

— — (1974): Les Rongeurs de l'Oligocène inférieur d'Escamps. – Palaeovertebrata, **6:** 197–241, 23 Abb.; Montpellier.

— — (1976): Evolution des Rongeurs à l'Oligocène en Europe occidentale. Thèse. – Acad. Montpellier, Univ. Sci. Techn. du Languedoc, 1–113, 23 Abb.; Montpellier.

WOOD, A. E. & WILSON, R. W. (1936): A Suggested Nomenclature for the Cusps of the Cheek Teeth of Rodents. – J. Paleont., **10:** 388–391, 2 Abb., Menasha.

5. TABELLEN

	Möhren 13		Gaimersheim	
	Längenwerte	Breitenwerte	Längenwerte	Breitenwerte
Freiheitsgrade (n-1)	129	129	94	94
arithmetisches Mittel (mm)	2,07 ± 0,01	1,34 ± 0,01	2,06 ± 0,03	1,37 ± 0,02
Variationsbreite (mm)	0,54	0,25	0,66	0,47
Standardabweichung σ (mm)	0,0905	0,0671	0,1353	0,0905
Varianz σ^2 (mm^2)	0,0082	0,0045	0,0183	0,0082
Variabilitätskoeffizient V	4,36 ± 0,02	5,01 ± 0,04	6,57 ± 0,10	6,61 ± 0,10
Kovarianz$_{(L/B)}$ (mm^2)	0,0019		0,0116	
Korrelationskoeffizient r	0,31		0,95	
Signifikanzschwelle für r (1% Irrtumswahrscheinl.)	0,25		0,26	
Regressionskoeffizient $b_{L/B}$	0,42		1,41	
Regressionskoeffizient $b_{B/L}$	0,22		0,63	
Gleichung der Regressionsgeraden	B = 0,86 + 0,23 L		B = 0,05 + 0,64 L	

Tab. 1: Variationsstatistische Daten der ersten Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13) und *E. praecursor* (Gaimersheim).

	Möhren 13		Gaimersheim	
	Längenwerte	Breitenwerte	Längenwerte	Breitenwerte
Freiheitsgrade (n-1)	108	108	98	98
arithmetisches Mittel (mm)	1,5[illegible] ± 0,01	1,37 ± 0,01	1,56 ± 0,02	1,41 ± 0,02
Variationsbreite (mm)	0,22	0,28	0,57	0,55
Standardabweichung σ (mm)	0,0554	0,0624	0,0982	0,0911
Varianz σ^2 (mm^2)	0,0031	0,0039	0,0096	0,0083
Variabilitätskoeffizient V	3,69 ± 0,02	4,55 ± 0,03	6,30 ± 0,08	6,46 ± 0,09
Kovarianz$_{(L/B)}$ (mm^2)	0,0013		0,0069	
Korrelationskoeffizient r	0,37		0,77	
Signifikanzschwelle für r (1% Irrtumswahrscheinl.)	0,25		0,26	
Regressionskoeffizient $b_{L/B}$	0,33		0,83	
Regressionskoeffizient $b_{B/L}$	0,42		0,72	
Gleichung der Regressionsgeraden	B = 0,71 + 0,44 L		B = 0,[illegible]0 + 0,71 L	

Tab. 2: Variationsstatistische Daten der zweiten Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13) und *E. praecursor* (Gaimersheim).

	Möhren 13		Gaimersheim	
	Längenwerte	Breitenwerte	Längenwerte	Breitenwerte
Freiheitsgrade (n-1)	19	19	67	67
arithmetisches Mittel (mm)	1,13 ± 0,03	1,18 ± 0,03	1,30 ± 0,03	1,26 ± 0,02
Variationsbreite (mm)	0,26	0,26	0,47	0,44
Standardabweichung d (mm)	0,0659	0,0697	0,1165	0,1042
Varianz d^2 (mm^2)	0,0043	0,0049	0,0136	0,0108
Variabilitätskoeffizient V	5,83 ± 0,15	5,91 ± 0,15	8,97 ± 0,21	8,27 ± 0,13
$Kovarianz_{(L/B)}$ (mm^2)	0,0024		0,0104	
Korrelationskoeffizient r	0,52		0,86	
Signifikanzschwelle für r (1% Irrtumswahrscheinl.)	0,56		0,31	
Regressionskoeffizient $b_{L/B}$	0,49		0,96	
Regressionskoeffizient $b_{B/L}$	0,56		0,76	
Gleichung der Regressionsgeraden	B = 0,57 + 0,54 L		B = 0,26 + 0,77 L	

Tab. 3: Variationsstatistische Daten der dritten Oberkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13) und *E. praecursor* (Gaimersheim).

	Möhren 13		Gaimersheim	
	Längenwerte	Breitenwerte	Längenwerte	Breitenwerte
Freiheitsgrade (n-1)	95	95	144	144
arithmetisches Mittel (mm)	1,73 ± 0,02	1,14 ± 0,01	1,74 ± 0,02	1,17 ± 0,01
Variationsbreite (mm)	0,51	0,26	0,60	0,45
Standardabweichung d (mm)	0,0992	0,0602	0,1206	0,0796
Varianz d^2 (mm^2)	0,0098	0,0036	0,0145	0,0063
Variabilitätskoeffizient	5,73 ± 0,07	5,28 ± 0,05	6,93 ± 0,08	6,80 ± 0,06
$Kovarianz_{(L/B)}$ (mm^2)	0,0025		0,0073	
Korrelationskoeffizient r	0,42		0,76	
Signifikanzschwelle für r (1% Irrtumswahrscheinl.)	0,26		0,25	
Regressionskoeffizient $b_{L/B}$	0,69		1,16	
Regressionskoeffizient $b_{B/L}$	0,25		0,50	
Gleichung der Regressionsgeraden	B = 0,71 + 0,25 L		B = 0,30 + 0,50 L	

Tab. 4: Variationsstatistische Daten der ersten Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13) und *E. praecursor* (Gaimersheim).

	Möhren 13		Gaimersheim	
	Längenwerte	Breitenwerte	Längenwerte	Breitenwerte
Freiheitsgrade (n-1)	132	132	157	157
arithmetisches Mittel (mm)	1,56 ± 0,01	1,26 ± 0,01	1,63 ± 0,02	1,30 ± 0,01
Variationsbreite (mm)	0,55	0,30	0,52	0,53
Standardabweichung σ (mm)	0,0745	0,0643	0,1121	0,0936
Varianz $σ^2$ (mm^2)	0,0056	0,0041	0,0126	0,0088
Variabilitätskoeffizient V	4,78 ± 0,03	5,12 ± 0,02	6,88 ± 0,08	7,20 ± 0,05
$Kovarianz_{(L/B)}$ (mm^2)	0,0020		0,0089	
Korrelationskoeffizient r	0,42		0,85	
Signifikanzschwelle für r (1% Irrtumswahrscheinl.)	0,25		0,25	
Regressionskoeffizient $b_{L/B}$	0,49		1,01	
Regressionskoeffizient $b_{B/L}$	0,36		0,71	
Gleichung der Regressionsgeraden	B = 0,68 + 0,37 L		B = 0,14 + 0,71 L	

Tab. 5: Variationsstatistische Daten der zweiten Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13) und *E. praecursor* (Gaimersheim).

	Möhren 13		Gaimersheim	
	Längenwerte	Breitenwerte	Längenwerte	Breitenwerte
Freiheitsgrade (n-1)	57	57	112	112
arithmetisches Mittel (mm)	1,41 ± 0,02	1,15 ± 0,02	1,53 ± 0,02	1,20 ± 0,02
Variationsbreite (mm)	0,29	0,28	0,59	0,39
Standardabweichung σ (mm)	0,0620	0,0610	0,1159	0,0914
Varianz $σ^2$ (mm^2)	0,0038	0,0037	0,0134	0,0084
Variabilitätskoeffizient V	4,40 ± 0,06	5,31 ± 0,09	7,58 ± 0,10	7,62 ± 0,13
$Kovarianz_{(L/B)}$ (mm^2)	0,0023		0,0088	
Korrelationskoeffizient r	0,61		0,83	
Signifikanzschwelle für r (1% Irrtumswahrscheinl.)	0,34		0,25	
Regressionskoeffizient $b_{L/B}$	0,62		1,05	
Regressionskoeffizient $b_{B/L}$	0,60		0,66	
Gleichung der Regressionsgeraden	B = 0,30 + 0,60 L		B = 0,21 + 0,65 L	

Tab. 6: Variationsstatistische Daten der dritten Unterkiefermolaren von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13) und *E. praecursor* (Gaimersheim).

	Möhren 13				Gaimersheim			
	Längenwerte		Breitenwerte		Längenwerte		Breitenwerte	
	M^1/M^2	M^2/M^3	M^1/M^2	M^2/M^3	M^1/M^2	M^2/M^3	M^1/M^2	M^2/M^3
Freiheitsgrade (n-1)	12	1	12	1	15	10	15	10
arithmet. Mittel: M^1	2,13		1,37		2,08		1,40	
" M^2	1,52		1,42		1,56	1,55	1,43	1,43
" M^3						1,26		1,25
Kovarianz	0,0022		0,0012		0,0061	0,0037	0,0055	0,0035
Korrelationskoeffizient	0,52		0,46		0,47	0,44	0,79	0,79
Signifikanzschwelle (1% Irrtumswahrsch.)	0,68		0,68		0,62	0,73	0,62	0,73
	M_1/M_2	M_2/M_3	M_1/M_2	M_2/M_3	M_1/M_2	M_2/M_3	M_1/M_2	M_2/M_3
Freiheitsgrade (n-1)	14	9	14	9	11	9	11	9
arithmet. Mittel: M_1	1,75		1,16		1,66		1,13	
" M_2	1,56	1,54	1,28	1,27	1,56	1,60	1,28	1,32
" M_3		1,43		1,19		1,51		1,21
Kovarianz	0,0070	0,0012	0,0023	0,0021	0,0109	0,0136	0,0060	0,0072
Korrelationskoeffizient	0,70	0,37	0,92	0,75	0,77	0,92	0,85	0,87
Signifikanzschwelle (1% Irrtumswahrsch.)	0,64	0,76	0,64	0,76	0,71	0,76	0,71	0,76

Tab. 7: Daten zur Bestimmung der Korrelation innerhalb der Ober- und Unterkieferzahnreihen von *Eucricetodon atavus* (Möhren 13) und *E. praecursor* (Gaimersheim).



Zitteliana	9	37–80	München, 1. September 1982	ISSN 0373 – 9627

Die Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwasser-Molasse von Puttenhausen (Niederbayern)

von

WU WENYU*

Mit 16 Abbildungen im Text, 3 Tabellen und 3 Tafeln

KURZFASSUNG

Von der neuen Kleinsäuger-Fundstelle Puttenhausen (Niederbayern) werden die Cricetiden (5 Gattungen, 8 Arten) beschrieben. Auf Grund des reichen Materials werden neue Erkenntnisse über die Morphologie, Phylogenie und Biostratigraphie von *Megacricetodon germanicus, Democricetodon gracilis* und *Eumyarion* vorgelegt. Das Auftreten der Art *Anomalomys minor* im Zusammenhang mit den übrigen Elementen deutet auf eine Einstufung der Fauna in MN 5/6 – oberes Orleanium oder unteres Astaracium – hin.

ABSTRACT

The cricetids (five genera, eight species) from the new micromammal locality in Lower Bavaria – Puttenhausen – are described. Based on the rich material new information on morphology, phylogeny, and biostratigraphy of *Megacricetodon germanicus, Democricetodon gracilis*, and *Eumyarion* is delivered. The presence of *Anomalomys minor* together with the other elements enables an age determination of the fauna : MN 5/6 – Upper Orleanian or Lower Astaracian.

INHALT

* WU WENYU, Institute of Vertebrate Paleontology and Paleonthropology, Academia Sinica, P. O. Box 643, Beijing (28), VR China.

1. EINLEITUNG

Im Miozän Europas gehören die Cricetiden zu den häufigsten Kleinsäugetieren. Sie haben teilweise erhebliche Bedeutung bei der zeitlichen Zuordnung von Wirbeltierfaunen. Dementsprechend befaßten sich in den vergangenen 10–15 Jahren mehrere Autoren intensiv mit dem ständig neu entdeckten Material. Obwohl die Geschichte der Cricetiden des europäischen Jungtertiärs inzwischen recht gut bekannt ist, gibt es immer noch offene Fragen und Probleme zur Phylogenie, Biostratigraphie und Paläobiogeographie dieser Gruppe, welche nur durch neues Material schrittweise geklärt werden können.

In diesem Zusammenhang ist die Fundstelle Puttenhausen aus der Oberen Süßwasser-Molasse (OSM) Süddeutschlands (FAHLBUSCH & WU 1981) von Bedeutung, da sie neben anderen Kleinsäugern auch ein reiches Material an Cricetiden geliefert hat. Diese Fundstelle belegt einen Zeitabschnitt, aus dem die Cricetiden in Süddeutschland bisher nur schlecht dokumentiert waren. Nach der Gesamtfauna kann das Alter als oberes Orleanium (oder unteres Astaracium) – MN 5/6 – bestimmt werden.

Aus dieser Fauna wird in der vorliegenden Arbeit die Gruppe der Cricetiden genauer untersucht. Wegen der besonderen stratigraphischen Bedeutung werden hier auch die beiden Einzelzähne von *Neocometes* (Cricetidae: Platacanthomyinae) und *Anomalomys* (bisher den Cricetidae zugerechnet, nach FEJFAR ein Vertreter der Spalacidae) mit beschrieben.

Die in der Arbeit verwendete Terminologie der Zahnmorphologie ist, wenn nicht anders angegeben, im wesentlichen die von MEIN & FREUDENTHAL (1971). Bei der stratigraphischen Zuordnung der Faunen folge ich der heute allgemein anerkannten Gliederung in MN-Einheiten nach MEIN 1975 und den Empfehlungen des Internationalen Symposiums München 1975 (FAHLBUSCH 1976).

Die Vermessung der Zähne erfolgte mit dem elektronischen Längenmeßgerät Wild/Censor bei 25-facher Vergrößerung und gibt immer die größte Länge bzw. Breite an. Die fotografischen Aufnahmen wurden am Raster-Elektronenmikroskop Leitz AMR 1200 aufgenommen. Die Zeichnungen wurden mit Hilfe des Wild-Zeichenspiegels von der Verfasserin angefertigt. Zeichnungen und Tafelfiguren wurden alle im gleichen Maßstab (×25) wiedergegeben. Das gesamte Material wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter der Sammelnummer 1979 XVI aufbewahrt.

Die Einarbeitung in das Arbeitsthema und die Untersuchung des Materials von Puttenhausen erfolgte in den Jahren 1980–81 und wurde mir durch ein Stipendium der FRIEDRICH-EBERT-STIFTUNG, Bonn-Bad Godesberg, ermöglicht, wofür ich an dieser Stelle meinen großen Dank aussprechen möchte. Ebenso bedanke ich mich sehr herzlich für die großzügige Übernahme der Kosten zum Druck dieser Arbeit durch die FRIEDRICH-EBERT-STIFTUNG.

Dank gebührt Herrn Prof. Dr. H. TOBIEN, Mainz, durch dessen Empfehlung ich bei Herrn Prof. Dr. V. FAHLBUSCH das Studium der Kleinsäuger durchführen konnte. Mein besonderer und herzlicher Dank gilt Herrn Prof. Dr. V. FAHLBUSCH, meinem hochverehrten Lehrer, der mir das reichhaltige Material überließ und mich in das Arbeitsgebiet der Kleinsäugetierpaläontologie einarbeitete, mein Studium durch vielfältige Hilfe förderte und die Untersuchungen mit ständigem Interesse verfolgte.

Herr Prof. Dr. D. HERM, der Direktor des Instituts für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, ermöglichte mir durch die großzügige Bereitstellung eines Arbeitsplatzes sowie die Erlaubnis zur Benützung der Institutseinrichtungen die Fertigstellung der Arbeit am Institut. Ihm gilt mein herzlicher Dank.

Herrn Dr. B. ENGESSER, Basel, bin ich für die gastfreundliche Aufnahme während meiner Besuche im Naturhistorischen Museum Basel, für Ausleihen des kostbaren Vergleichsmaterials und für seine zahlreichen wertvollen Anregungen, Hinweise und Informationen zu großem Dank verpflichtet.

Herrn Dr. O. FEJFAR, Prag, verdanke ich das Vergleichsmaterial von *Eumyarion* aus der Tschechoslowakei und die wertvollen Anregungen und Diskussionen während seines wissenschaftlichen Aufenthaltes in München.

Dank sagen möchte ich auch Herrn M. SCHÖTZ, Lichtenhaag, der sehr freundlich und großzügig war, mir sein unveröffentlichtes Material und seine Manuskripte zu zeigen und Vergleichsmaterial auszuleihen.

Zahlreichen weiteren Personen wie Frau S. ABUSCH, die mein deutsches Manuskript korrigierte, Frau R. LIEBREICH, den Herren K. DOSSOW und F. HÖCK, die sich um die Fertigstellung der Fotos und Abbildungen bemühten, Herrn A. SCHÖNFELD und Herrn L. BIMMER, die für die Aufbereitung des Materials zuständig waren, bin ich von ganzem Herzen dankbar. Herrn Dr. P. WELLNHOFER, Dozent Dr. K. HEISSIG, Dr. H. MAYR, Frau R. RACHL und allen, die ich hier nicht namentlich nennen konnte, möchte ich für die stetige und vielfältige Hilfe bei meiner Arbeit meinen herzlichen Dank aussprechen.

Nicht zuletzt sage ich herzlichen Dank dem Leiter des Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology der Academia Sinica in Beijing (Peking), Herrn Prof. Dr. MINCHEN CHOW, der sich sehr für meine Fortbildung einsetzte, sowie allen Kolleginnen und Kollegen dieses Instituts.

2. BESCHREIBUNG DES MATERIALS

2.1 *DEMOCRICETODON* FAHLBUSCH, 1964

2.1.1 *Democricetodon gracilis* FAHLBUSCH, 1964 (Abb. 1–3)

v1964 *Democricetodon (Democricetodon) minor gracilis* nov. subsp. – FAHLBUSCH: S. 25–31, Abb. 10, 12–13, 15, Taf. 2, Fig. 5–22.
1974 *Democricetodon gracilis* FAHLBUSCH, 1964. – FEJFAR: S. 148, 157–158, Abb. 25: 19–24; Abb. 26; Abb. 27: 16, 19, 24.

Material: 318 Einzelzähne

58 M_1	1979 XVI	1192–1248, 972
57 M_2	1979 XVI	1249–1305
35 M_3	1979 XVI	1306–1339, 1077
65 M^1	1979 XVI	1340–1396, 1089, 1090, 1102, 1103, 1595, 1597, 1599, 1600
68 M^2	1979 XVI	1397–1448, 1450, 1452, 1454–1459, 1461–1466, 1601, 1602
35 M^3	1979 XVI	1467–1500, 1606

Maße (vgl. auch Abb. 3):

	Länge				Breite		
	Min.	Mitt.	Max.	n	Min.	Mitt.	Max.
M_1	1,21	1,33	1,46	57/58	0,81	0,92	1,01
M_2	1,09	1,18	1,25	57/57	0,85	0,97	1,09
M_3	0,85	1,03	1,19	35/34	0,65	0,82	0,92
M^1	1,34	1,53	1,70	62/63	0,88	1,03	1,14
M^2	1,01	1,17	1,36	63/64	0,90	1,03	1,16
M^3	0,77	0,85	0,92	35/35	0,82	0,89	1,00

Democricetodon gracilis wurde von FAHLBUSCH (1964) anhand des Materials aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns aufgestellt. Später beschrieb FEJFAR (1974) Zähne derselben Art aus der Tschechoslowakei (Franzensbad und Strakonice). Aus Sansan liegt eine Unterkieferreihe vor, die nach FAHLBUSCH (1964: 99) derselben Art zugehören soll. Die Puttenhausener Zähne entsprechen größenmäßig und morphologisch im wesentlichen den schon beschriebenen Zähnen gut. Deshalb beschränke ich mich bei der Beschreibung auf die variablen Merkmale oder morphologischen Abweichungen. Da aus der OSM Bayerns (FAHLBUSCH 1964) und der Tschechoslowakei (FEJFAR 1974) nur sehr wenige M_3 und M^3 vorliegen, werde ich diese hier ausführlich beschreiben.

Beschreibung:

M_1 (Abb. 1, Fig. 1–5): Das Mesolophid variiert: meist ist es kurz (27,6%) bis halblang (51,7%) (Abb. 1, Fig. 2), an 12% der Zähne jedoch länger und erreicht an 3,4% (2 Zähne) den lingualen Zahnrand (Abb. 1, Fig. 5). An 3 Zähnen (5,2%) fehlt es (Abb. 1, Fig. 1). Neben einem isolierten Metaconid an 5 Zähnen (8,6%) (Abb. 1, Fig. 4) findet sich auch ein fast vollständig isoliertes Entoconid an einem Zahn (1979 XVI 1235, Abb. 1, Fig. 3), an dem jedoch anstelle des Hypolophulids eine schwache Verbindung sowohl zwischen Entoconid und Posterolophid als auch zwischen Hypoconid-Vorderarm[1] und Entoconid ausgebildet ist. Ebenso wie am Langenmoosener Material ist das Metalophulid an 4 Zähnen (7%) stark nach vorne gebogen und die Labialkante des Metaconid-Hinterabhangs sehr deutlich ausgebildet (Abb. 1, Fig. 3). Der von FAHLBUSCH hervorgehobene Sporn, der vom Hypoconid-Vorderarm in das Sinusid hineinverläuft, ist auch hier an 5 Zähnen vorhanden (Abb. 1, Fig. 4). An einem Zahn befindet sich ein vom Posterolophid ausgehender und nach vorne gerichteter Sporn, der bis zur Hinterseite des Hypolophulids reicht. Ein weiterer Zahn zeigt zwei Verbindungen: eine unterbrochene zwischen Hypolophulid und Posterolophid, die das Posterolophid nicht erreicht, die zweite zwischen dem Metaconid-Hinterabhang und Mesolophid.

M_2 (Abb. 1, Fig. 6–9): Wie am M_1 ist auch am M_2 das Mesolophid variabel und zeigt ähnliche Schwankungen; gewöhnlich ist es aber kürzer als am M_1; an einem Zahn (2%) reicht es bis zum Zahnrand, an dem ein Mesostylid entwickelt ist (Abb. 1, Fig. 9); an 3 Zähnen (5,3%) fehlt es (Abb. 1, Fig. 6). Das Metaconid ist an einem Zahn isoliert (Abb. 1, Fig. 8). An einem Zahn ist die vordere Hälfte der Krone relativ schmal. Wie schon für einige M_1 beschrieben, ist auch hier an 2 Zähnen die Verbindung zwischen Hypolophulid und Posterolophid ausgebildet (Abb. 1, Fig. 7).

M_3 (Abb. 1, Fig. 10–14): Der hintere Teil der Zahnkrone ist stark verschmälert und abgerundet. Während das labiale Anterolophid immer vorhanden ist und den Zahnrand erreicht, ist das linguale an etwa zwei Drittel der Zähne (24 Stücke) entwickelt und reicht niemals zum Zahnrand. Das Metalophulid verläuft transversal (beim Fehlen des lingualen Anterolophids oder bei starker Abkauung der Zahnkrone, Abb. 1, Fig. 10, 11, 13) oder ist nach vorne gebogen (beim Vorhandensein des lingualen Anterolophids, Abb. 1, Fig. 12, 14). Es mündet ebenso wie der Protoconid-Vorderarm in den vorderen Zahnrand ein, jedoch getrennt von jenem. An einem M_3 (Abb. 1, Fig. 10) fehlt der Protoconid-Vorderarm. Der Protoconid-Hinterarm zieht sich schräg rückwärts und verbindet sich stets mit dem Hypoconid-Vorderarm. Abgesehen von einem Zahn (1979 XVI 1312), an dem das Hypolophulid kurz ist, verbindet das Hypolophulid das oft noch erkennbare Entoconid und die Verbindungsstelle der zwei Grate. Das Posterolophid verläuft transversal oder etwas schräg nach hinten, biegt dann nach vorne um und mündet in den lingualen Zahnrand ein. An einem Zahn entspringt vor dem Hypolophulid vom Protoconid-Hinterarm ein Sporn (1979 XVI 1312), der wahrscheinlich dem Meso-

[1] Im Gegensatz zu der Terminologie von MEIN & FREUDENTHAL (1971) wird dieser Begriff (und die entsprechenden) im Sinne von SCHAUB (1925) beibehalten.

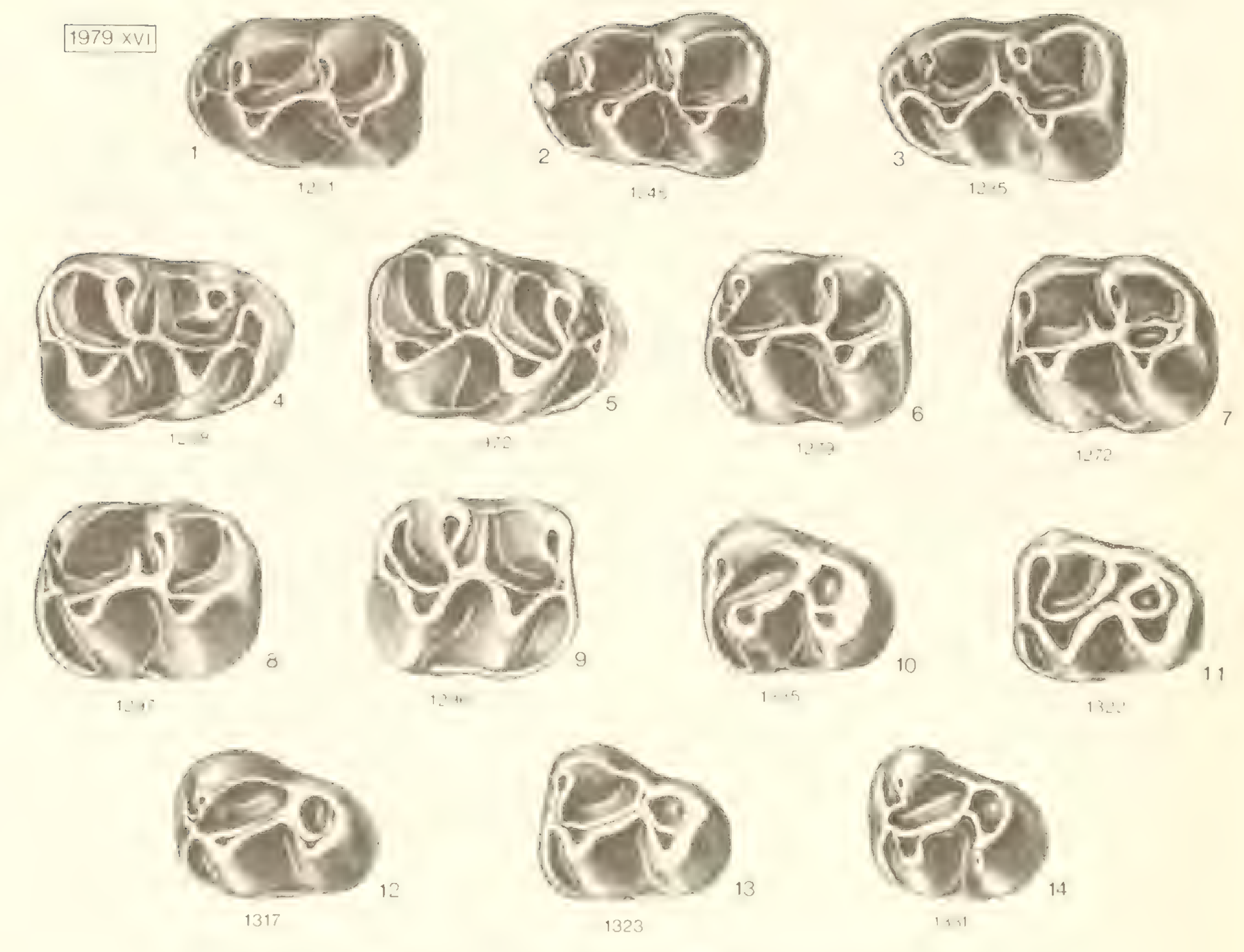


Abb. 1: *Democricetodon gracilis* FAHLBUSCH aus Puttenhausen. Untere Molaren: li. M_1 (1–3), re. M_1 (4–5); li. M_2 (6–8), re. M_2 (9); li. M_3 (10–14). ×25

phid der vorderen Molaren entspricht. Das Sinusid ist normalerweise durch ein labiales Cingulum abgedämmt. Bemerkenswert ist der Zahn Nr. 1318, der deutlich kleiner ist als die übrigen M_3 (s. Abb. 3).

M^1 (Abb. 2, Fig. 1–4): Der Anteroconus ist an 4 Zähnen (6%) deutlich geteilt (Abb. 2, Fig. 3–4). An 10 Zähnen (15%) ist ein vorderer Quersporn vorhanden, der sehr kurz und schwach ist und gelegentlich mit dem Vorderabhang des Paraconus in Verbindung steht (Abb. 2, Fig. 2–4). Der Metalophulus, der gewöhnlich in den Posteroloph einmündet, verläuft an 6 Zähnen (9%) transversal und mündet in den Hypoconus ein (Abb. 2, Fig. 4). An 5 Zähnen (8%) ist neben dem doppelten Protolophulus (an 25 Zähnen vorhanden) auch ein doppelter Metalophulus (Abb. 2, Fig. 2) ausgebildet. Ein Mesostyl ist gelegentlich vorhanden (25%; Abb. 2, Fig. 2).

M^2 (Abb. 2, Fig. 5–7): Der Protolophulus ist stets doppelt. Der Metalophulus ist an 31 Zähnen (45,6%) nach vorne gerichtet; an 10 Zähnen (14,7%) verläuft er nach rückwärts (Abb. 2, Fig. 5) und mündet dann in den Posteroloph ein; an 25 Zähnen (36,7%) verläuft er transversal (Abb. 2, Fig. 7). An 2 Zähnen (2,9%) ist neben dem doppelten Protolophulus ein doppelter Metalophulus vorhanden (Abb. 2, Fig. 6). An 35,2% ist ein Mesostyl entwickelt (Abb. 2, Fig. 5–7).

M^3 (Abb. 2, Fig. 8–15): Der Zahnumriß ist meist abgerundet-dreieckig. Der hintere Teil der Krone ist mehr oder minder reduziert. Der Zahnbau gleicht prinzipiell dem von M^2, variiert aber stärker. Neben dem immer gut entwickelten labialen Anteroloph ist meist ein deutlich entwickelter lingualer Anteroloph vorhanden. An einem Zahn (Abb. 2, Fig. 10) setzt sich dieser unterhalb des Protoconus nach hinten fort und verbindet sich mit der lingualen Basis des Hypoconus. An 3 Zähnen (8,6%) fehlt er völlig (Abb. 2, Fig. 9). Protoconus und Paraconus sind wie am M^2 ausgebildet. Metaconus und Hypoconus sind meist stark reduziert, jedoch an mehreren Zähnen noch deutlich ausgebildet (Abb. 2, Fig. 8, 11, 14). Der Protolophulus verläuft etwas schräg nach vorne und mündet immer in den Protoconus-Vorderarm ein. An 22 Zähnen ist zwischen Protolophulus und Hypoconus-Vorderarm ein longitudinal verlaufender Grat vorhanden; an den rest-

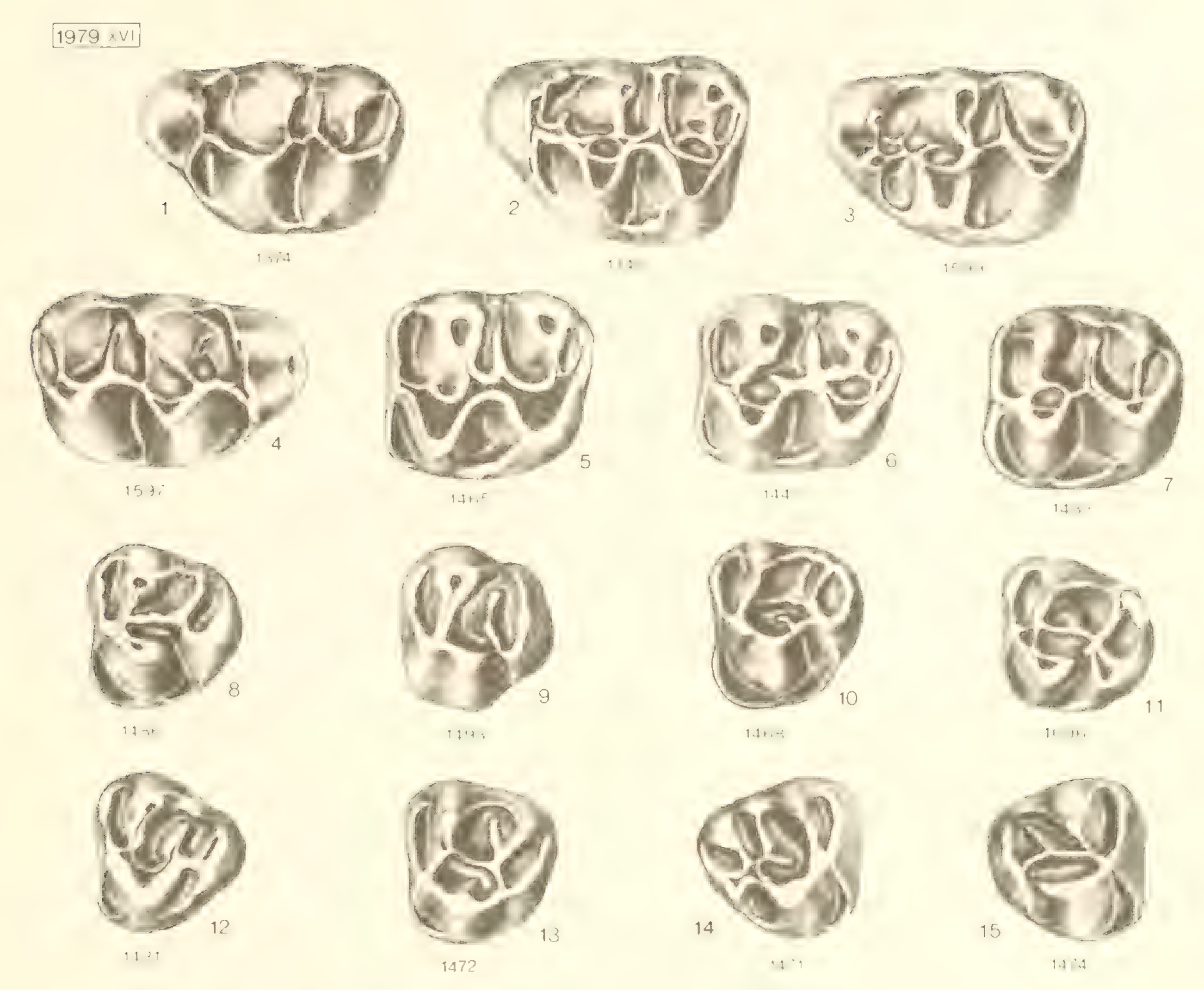


Abb. 2: *Democricetodon gracilis* FAHLBUSCH aus Puttenhausen. Obere Molaren: li. M^1 (1–3), re. M^1 (4); li. M^2 (5–7); li. M^3 (8–13), re. M^3 (14–15). ×25

lichen Zähnen ist er unterbrochen oder fehlt (Abb. 2, Fig. 9, 12, 14). An etwa der Hälfte der Zähne ist der Mesoloph schwach oder fehlt (Abb. 2, Fig. 8–9), gelegentlich mündet er lingualwärts in den Metalophulus ein (Abb. 2, Fig. 13). An einigen Zähnen (8,6%) fehlt der Metalophulus (Abb. 2, Fig. 12, 15). Der Mesostyl ist an einigen Zähnen (Abb. 2, Fig. 12, 14) ausgebildet. Ein Sinus ist meistens vorhanden, und zwar besonders dann, wenn der Hypoconus nicht stark reduziert ist (Abb. 2, Fig. 8, 10, 11). An 2 Zähnen (5,9%) tritt er mit der an der labialen Seite des Protoconus liegenden Grube in Verbindung (Abb. 2, Fig. 8, 11). Gelegentlich gibt es an der Labialseite des Protoconus einen zusätzlichen Sporn (Abb. 2, Fig. 10, 13). Die Zugehörigkeit eines Zahnes (1979 XVI 1606) ist nicht sicher: Durch seinen sehr großen Hypoconus erinnert er an *Megacricetodon*, jedoch besitzt er einen lingualen Anteroloph; in seinen Maßen entspricht er *D. gracilis*.

Vergleiche und Beziehungen:

Beim Vergleich mit den schon von FAHLBUSCH (1964) und FEJFAR (1974) beschriebenen Materialien von Langenmoosen und Franzensbad sind die folgenden Merkmale wichtig:

1. An den M_1 und M_2 der Puttenhausener Population variiert das Mesolophid stärker als an denen von Langenmoosen und Franzensbad.

M_1:

Puttenhausen (58 Zähne): Mesolophid meist kurz bis halblang, bei 12% der Zähne zweidrittel-lang, an 3,4% den lingualen Zahnrand erreichend, an 5,2% fehlend.

Langenmoosen (9 Zähne): Mesolophid immer vorhanden: kurz (11%) bis lang (22%), meistens etwa halblang (67%) und erreicht den Zahnrand niemals.

Franzensbad (36 Zähne): Kurz (36%), halblang (44%) oder selten lang (14%).

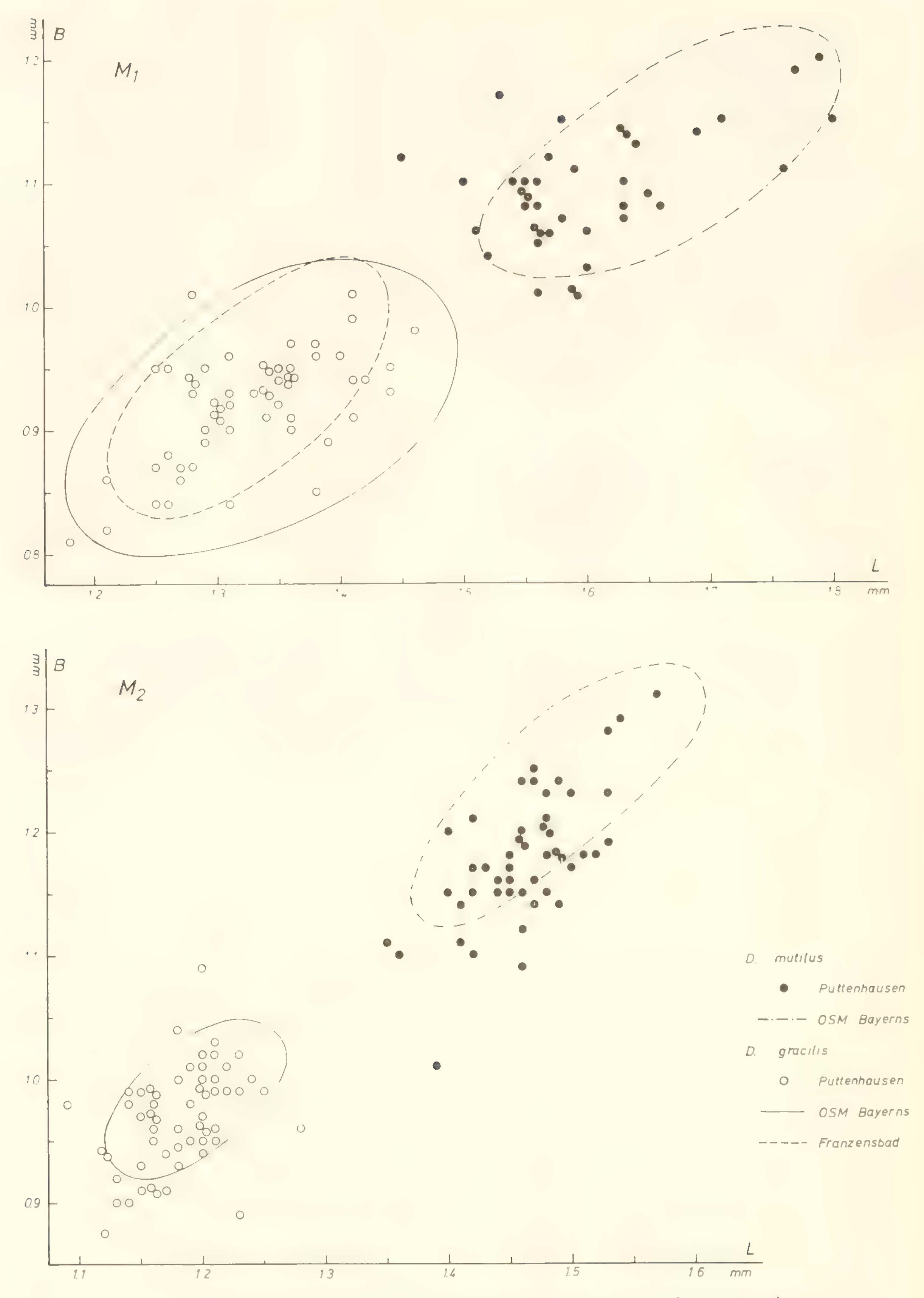


Abb. 3: Längen-Breiten-Diagramme von *Democricetodon gracilis* FAHLBUSCH und *Democricetodon mutilus* FAHLBUSCH aus Puttenhausen. Zum Vergleich die Variationsbereiche der beiden Arten aus der OSM Bayerns (nach FAHLBUSCH 1964) und Franzensbad (nach FEJFAR 1974).

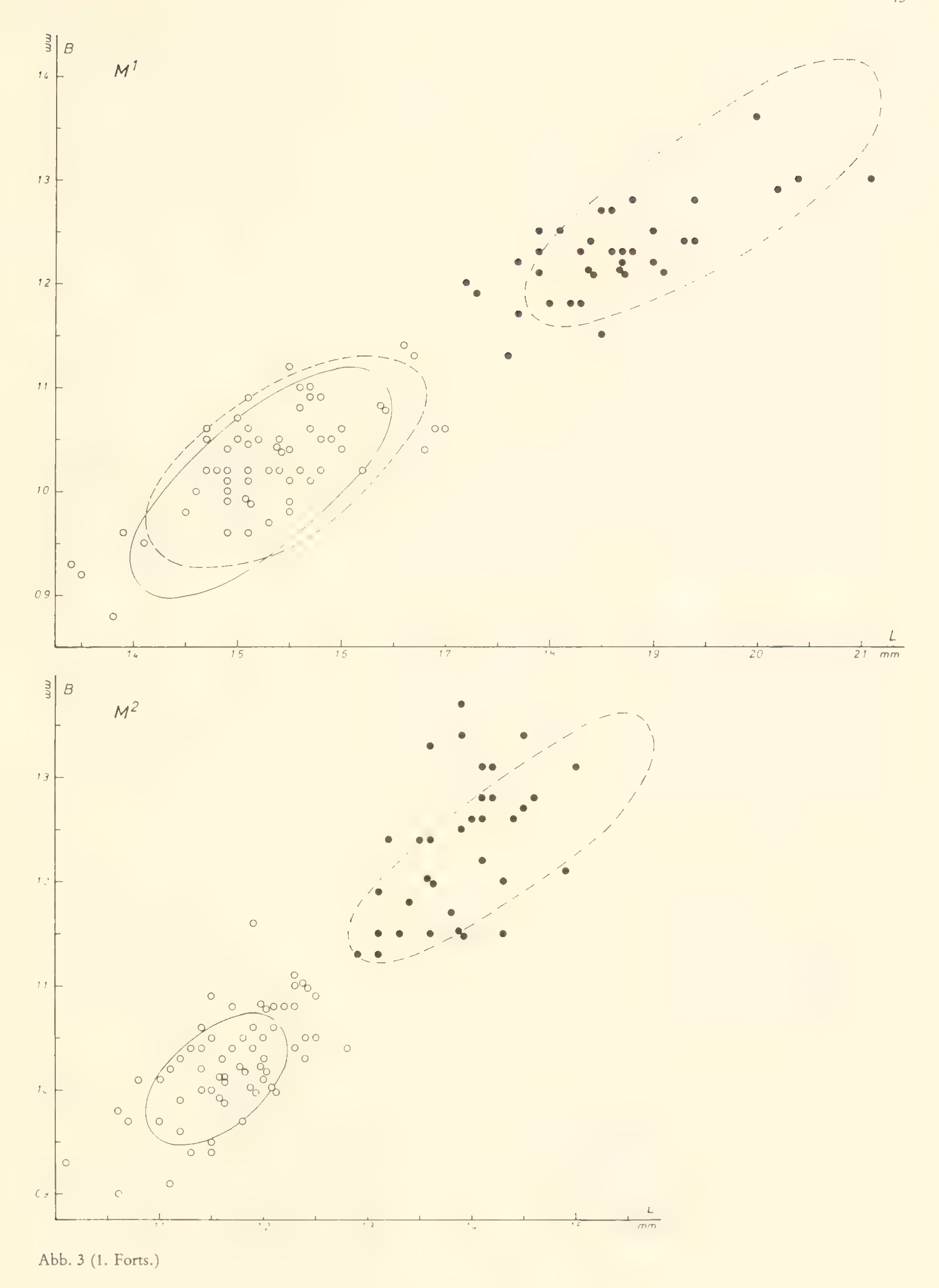


Abb. 3 (1. Forts.)



Abb. 3 (2. Forts.)

2. Anteroconus und Metalophulus der M^1 und M^2:

Anteroconus am M^1:

Puttenhausen (65 Zähne): An 4 Zähnen (6,3%) deutlich zweigeteilt. Langenmoosen (11 Zähne): An 2 abgekauten Zähnen als länglich zweigeteilter Anteroconus zu beobachten.

Franzensbad (61 Zähne): Länglich geteilt an 16% der Zähne.

M_2:

Puttenhausen (57 Zähne): Variiert wie an M_1: fehlend an 5% der Zähne, an 2% der Zähne bis zum Zahnrand reichend.

Langenmoosen (7 Zähne): Sehr kurz bis sehr lang, an einem Zahn (14,3%) bis zum Zahnrand reichend.

Franzensbad (27 Zähne): Kurz (85%) oder halblang (15%).

1979 XVI

Abb. 4: *Democricetodon mutilus* FAHLBUSCH aus Puttenhausen. Untere Molaren: re. M_1 (1–3), li. M_1 (4); li. M_2 (5–6); li. M_3 (7–10), re. M_3 (11). ×25

Metalophulus:

M^1:

Puttenhausen (65 Zähne): Normalerweise mit dem Posteroloph verbunden; an 6 Zähnen (9%) transversal und mit dem Hypoconus verbunden; an 5 Zähnen (8%) verdoppelt.

Langenmoosen (11 Zähne): Immer mit dem Posteroloph verbunden, verdoppelter Metalophulus fehlend.

Franzensbad (61 Zähne): Immer mit dem Posteroloph verbunden; verdoppelter Metalophulus fehlend.

M^2:

Puttenhausen (68 Zähne): An 10 Zähnen (14,7%) rückwärts gerichtet und mit dem Posteroloph verbunden; an 25 Zähnen (36,7%) transversal; an 31 Zähnen (45,6%) nach vorne gerichtet; an 2 Zähnen (2,9%) als doppelter Metalophulus ausgebildet.

Langenmoosen (7 Zähne): Immer transversal oder sogar ein wenig nach vorne gebogen, niemals verdoppelt oder rückwärts gerichtet. Franzensbad (36 Zähne): An 95% der Zähne nach vorne gerichtet, bei 5% transversal, nie verdoppelt.

Der Vergleich ergibt, daß die Puttenhausener Population morphologisch im wesentlichen mit dem bislang bekannten Material der Art von Franzensbad und der OSM übereinstimmt. Doch zeigt der Metalophulus der Puttenhausener M^1 und M^2, besonders der M^2, und das Mesolophid der Puttenhausener M_1 und M_2 einige wichtige morphologische Abweichungen und ähnelt damit denen von *Democricetodon vindobonensis* (vgl. Tabelle 1). FAHLBUSCH (1964: 87) vermutete, daß der Neudorfer *D. vindobonensis* von der Langenmoosener Population des *D. gracilis* abstammt. Die Ähnlichkeit des Puttenhausener *D. gracilis* mit dem Neudorfer *D. vindobonensis* scheint diese Ansicht zu bestätigen: Der teils rückwärts verlaufende und verdoppelte Metalophulus des M^2 und das teils bis zum lingualen Zahnrand reichende Mesolophid von M_1 und M_2 läßt vermuten, daß *D. gracilis* in Puttenhausen ein Entwicklungsstadium zwischen *D. gracilis* aus Langenmoosen und *D. vindobonensis* aus Neudorf repräsentiert (vgl. FAHLBUSCH 1964: 87). Allerdings können erst weitere Materialien einen endgültigen Schluß liefern.

Die wenigen von FAHLBUSCH (1964) studierten Zähne aus der OSM Bayerns zeigten, daß die Sandelzhausener Exemplare relativ kleiner als die Langenmoosener sind (S. 98). Jedoch zeigen die jetzt vorliegenden, verhältnismäßig reichen Materialien aus Puttenhausen und Franzensbad, daß die Größe von *D. gracilis* im Laufe des Zeitraums von MN 5 (Langenmoosen) bis MN 6, vielleicht bis MN 7 unverändert blieb; die Größenvariationsbereiche der Puttenhausener und Franzensbader Zähne stimmen sehr gut mit denen der anderen Lokalitäten der OSM Bayerns überein (vgl. Abb. 3).

Tabelle 1: Vergleich einiger Merkmale von *Democricetodon gracilis* und *D. vindobonensis*

Art		*D. gracilis* FAHLBUSCH			*D. vindobonensis* (SCHAUB & ZAPFE, 1953)
Merkmale	Lokalität	Langenmoosen	Franzensbad	Puttenhausen	Neudorf (Spalte 1, 2)
Mesolophid	M_1	kurz 11% halblang 67% lang 22% bis Zahnrand 0	kurz 36% halblang 44% lang 14% bis Zahnrand 0	kurz bis halblang 79,4% lang 12% bis Zahnrand 3,4% fehlt 5,2%	auffallend lang und schmal bis Zahnrand 50%
	M_2	regelmäßig sehr kurz bis sehr lang, bis Zahnrand 14%	kurz 85% halblang 15%	variiert wie bei M_1 bis Zahnrand 2% fehlt 5%	lang und schmal bis Zahnrand 22% fehlt 11%
Metalophulus	M^1	rückwärtig 100% verdoppelt 0	rückwärtig 100% verdoppelt 0	rückwärtig 77% transversal 9% verdoppelt 8% ? 6%	rückwärtig 67% verdoppelt 33%
	M^2	transversal oder sogar ein wenig nach vorne, verdoppelt	transversal 5% nach vorne 95% verdoppelt 0%	transversal 36,7% nach vorne 45,6% rückwärtig 14,7% verdoppelt 2,9%	rückwärtig mit ± deutlicher Andeutung einer Verbindung zum Hypoconus-Vorderarm

Die Daten für *D. vindobonensis* sind der Beschreibung und Abbildung von FEJFAR (1974) entnommen.

2.1.2 *Democricetodon mutilus* Fahlbusch, 1964 (Abb. 3–5)

v1964 *Democricetodon* (*Democricetodon*) *affinis mutilus* nov. subsp. – Fahlbusch: S. 36–44, Abb. 2b, 20–21, 23–27; Taf. 2, Fig. 23–26; Taf. 3, Fig. 1–23

Material: 229 Einzelzähne

39 M_1	1979 XVI	952–971, 973–991
51 M_2	1979 XVI	992–1037, 1039–1043
37 M_3	1979 XVI	1044–1076, 1078–1081
39 M^1	1979 XVI	1082–1088, 1091–1101, 1104–1124
34 M^2	1979 XVI	1125–1147, 1149–1156, 1449, 1453, 1460
29 M^3	1979 XVI	1157–1164, 1166–1186

Maße (vgl. auch Abb. 3):

	Länge				Breite		
	Min.	Mitt.	Max.	n	Min.	Mitt.	Max.
M_1	1,45	1,58	1,80	39/39	1,01	1,09	1,20
M_2	1,32	1,47	1,57	49/48	1,01	1,18	1,31
M_3	1,21	1,32	1,41	35/34	0,98	1,03	1,14
M^1	1,72	1,86	2,11	37/36	1,13	1,23	1,36
M^2	1,29	1,39	1,50	34/33	1,13	1,23	1,37
M^3	0,97	1,08	1,20	27/27	0,99	1,07	1,18

Beschreibung:

M_1 (Abb. 4, Fig. 1–4): Das Anteroconid ist kurz. Die nach vorne gerichtete Ausbuchtung des Metaconids ist nicht stark, aber meist vorhanden; sie vereinigt sich sehr selten mit dem vom Anteroconid herabziehenden lingualen Anterolophid (1979 XVI 966). Das Anterolophulid ist an 2 Zähnen unterbrochen (Abb. 4, Fig. 3). Der Metaconid-Hinterabhang zeigt eine Labialkante und ebene Fläche; gelegentlich ist die Kante deutlich ausgebildet (Abb. 4, Fig. 1), niemals aber als Grat, der sich mit dem Protoconid verbindet. Das Metalophulid ist an 4 Zähnen sehr dünn, an 5 Zähnen weitgehend unterbrochen (Abb. 4, Fig. 3). Das Mesolophid ist an 10 Zähnen lang oder reicht bis an den lingualen Zahnrand (Abb. 4, Fig. 1), an 27 Zähnen etwa halblang und an 2 Zähnen sehr kurz. Eine mehr oder minder deutlich entwickelte Schmelzleiste im Sinusid findet sich an 3 Zähnen (Abb. 4, Fig. 2).

M_2 (Abb. 4, Fig. 5–6): Das linguale Anterolophid ist an 28 Zähnen als kurzer Sporn entwickelt; an den übrigen Zähnen (23 Zähne: teils stark, teils leicht abgekaut) fehlt es. Das Mesolophid ist lang (ein Zahn, 1979 XVI 1023), halblang (29), kurz (16) oder fehlt völlig (3). An 2 Zähnen (1979 XVI 1001, 1020) reicht es bis an den lingualen Zahnrand und steht mit der von der Spitze des Metaconids herabziehenden Kante in Verbindung. Die labiale Kante des Metaconid-Hinterabhangs ist an 2 Zähnen (Abb. 4, Fig. 6) sehr deutlich ausgebildet, so daß es mit der Basis des Mesolophids in Verbindung steht. An 2 Zähnen finden sich – wie am M_1 – eine Schmelzleiste im Sinusid (Abb. 4, Fig. 5–6).

M_3 (Abb. 4, Fig. 7–11): Neben dem stets kräftigen labialen Anterolophid ist an 23 Zähnen ein kurzes linguales Anterolophid ausgebildet, das den übrigen 14 abgekauten oder unabgekauten Zähnen fehlt. Die Verbindungsstelle von Protoconid-Hinterarm und Hypoconid-Vorderarm ist unterschiedlich: An der Mehrzahl der Zähne (22) verbinden sie sich, ehe der Protoconid-Hinterarm in das linguale Cingulum einmündet (Abb. 4, Fig. 7); an einigen M_3 (10 Zähne) verbinden sie sich direkt an jenem (Abb. 4, Fig. 8); an den anderen 5 Zähnen münden die zwei Grate getrennt in das linguale Cingulum ein (Abb. 4, Fig. 9). Normalerweise fehlt das Entoconid – der linguale Zahnrand ist an der Stelle des Entoconids leicht eingebuchtet –, jedoch ist das Entoconid an einem Zahn deutlich. An einem Zahn (Abb. 4, Fig. 10) ragt ein kurzer Sporn vom Protoconid-Hinterarm nach vorne. An dem Exemplar Nr. 1054 ist der Protoconid-Hinterarm vor der Verbindungsstelle geschwollen und biegt nach hinten um. Der Zahn 1055 (Abb. 4, Fig. 11) zeigt am Hinterabhang des Metaconids einen nach hinten gerichteten Sporn, der mit dem zwischen lingualem Cingulum und Protoconid-Hinterarm liegenden Grat (Hypolophulid) in Verbindung steht.

M^1 (Abb. 5, Fig. 1–3): Der Anteroconus ist meistens kurz und relativ schmal. An frischen Zähnen zeigt er eine seichte Furchung (1979 XVI 1108). Ein doppelter Protolophulus ist an 27 Zähnen (69,2%) vorhanden. An mehreren Zähnen verläuft der vordere Ast des Protolophulus entlang der lingualen Basis des Paraconus zum rückwärts gebogenen Protolophulus (Abb. 5, Fig. 2). An 2 Zähnen erreicht der vordere Ast den Paraconus nicht. Der Metalophulus fehlt an 2 Zähnen. Er verläuft an einem Zahn (Abb. 5, Fig. 2) transversal, sonst immer rückwärts und mündet in den Posteroloph ein. Am Paraconus einiger Zähne ist ein kurzer, nach rückwärts gerichteter Sporn angedeutet (Abb. 5, Fig. 2–3). Ein kurzer vorderer Quersporn ist an einem einzigen Zahn vorhanden (1979 XVI 1117). Der Mesoloph ist meistens etwa halblang (30 Zähne), an einem Zahn ganz kurz (1979 XVI 1108); an 8 Zähnen erreicht er den labialen Zahnrand.

M^2 (Abb. 5, Fig. 4–5): Der Protolophulus ist meistens verdoppelt, jedoch fehlt an 2 Zähnen (1979 XVI 1138, 1140) der vordere und an einem Zahn (Abb. 5, Fig. 5) der hintere Ast, der meist etwas schwächer ist als der vordere. Der Mesoloph ist sehr kurz (7 Zähne), etwa halblang (15 Zähne), lang oder erreicht den labialen Zahnrand (12 Zähne). Der Metalophulus, der niemals verdoppelt ist, verläuft transversal (16 Zähne), rückwärts (10 Zähne; Abb. 5, Fig. 4) oder vorwärts (8 Zähne; Abb. 5, Fig. 5). An mehreren Zähnen ist der Metalophulus dünn, niedrig oder unterbrochen.

M^3 (Abb. 5, Fig. 6–10): Als Folge der starken Reduktion der hinteren Zahnhälfte ist der Kronenumriß rundlich oder subtriangulär. Mit Ausnahme von einem Zahn (1979 XVI 1185) ist ein mehr oder minder deutlich entwickelter lingualer Anteroloph neben dem stets kräftigen labialen



Abb. 5: *Democricetodon mutilus* FAHLBUSCH aus Puttenhausen. Obere Molaren: li. M^1 (1, 3), re. M^1 (2); li. M^2 (4–5); li. M^3 (6–8), re. M^3 (9–10). ×25

Anteroloph vorhanden. Der Metaconus ist immer stark reduziert: an 15 Zähnen fehlt er völlig, an den übrigen 14 Zähnen ist er noch angedeutet. Der Hypoconus ist ebenfalls stark reduziert, doch in geringerem Ausmaß als der Metaconus, und fehlt nur an einem Zahn (1979 XVI 1160). Zwischen ihm und dem Protoconus liegt eine mehr oder minder deutlich entwickelte Einmuldung, die dem Sinus der vorderen Molaren entspricht. Der Mesoloph ist variabel: er fehlt an 9 Zähnen (Abb. 5, Fig. 6), an 4 Zähnen ist er angedeutet (Abb. 5, Fig. 8), an 14 Zähnen kurz bis lang (Abb. 5, Fig. 7, 9) und an einem Zahn erreicht er den Zahnrand. Der Metalophulus fehlt an 7 Zähnen (Abb. 5, Fig. 7). Der zwischen dem Protolophulus und Hypoconus-Vorderarm longitudinal verlaufende Grat (Entoloph) fehlt an einem Zahn (1979 XVI 1158) und ist an 2 Zähnen unterbrochen (Abb. 5, Fig. 9).

Vergleiche und Beziehungen:

Bislang ist *Democricetodon mutilus* aus der OSM Bayerns (Langenmoosen, Puttenhausen, Sandelzhausen und Oggenhof), Frankreich (Collet Redon, Vieux-Collonges) und der Schweiz (Vermes I) bekannt. Beim Vergleich mit den Lokalitäten der OSM Bayerns und Vieux-Collonges ergab sich, daß die Puttenhausener Zähne morphologisch und metrisch zwar im wesentlichen mit diesen übereinstimmen, sich jedoch in folgenden Merkmalen von ihnen unterscheiden:

1. Das Mesolophid der Puttenhausener M_1 ist durchschnittlich länger als das der Langenmoosener und kürzer als das der Sandelzhausener Zähne. Im folgenden sind die Prozentanteile der M_1 mit langem oder bis zum lingualen Zahnrand reichenden Mesolophid angegeben:

Oggenhof (MN 7?) 1 von 4 Zähnen	25%
Sandelzhausen (MN 6) 7 von 8 Zähnen	87,5%
Puttenhausen (MN 5/6) 10 von 29 Zähnen	25,6%
Langenmoosen (MN 5) 3 von 19 Zähnen	15,8%
Vieux-Collonges (MN 4) 5 von 29 Zähnen	17%

Die Angaben zeigen eine generelle Tendenz: im Laufe von MN 4 bis MN 6 (7?) wird das Mesolophid am M_1 allmählich länger. Doch sollte eine endgültige Schlußfolgerung noch anhand reicher Belege überprüft werden (die Anzahl der Zähne aus Oggenhof ist zu gering).

2. Die vordere spornartige Ausbuchtung des Metaconids ist an den Puttenhausener M_1 nicht so stark wie in Langenmoosen, aber stärker als in Vieux-Collonges und ähnlich den Sandelzhausener Zähnen. Somit läßt sich keine Entwicklungstendenz im Laufe des obengenannten Zeitraumes feststellen.

Die von AGUILAR (1980: 170) als *Democricetodon* aff. *mutilus* oder aff. *affinis* beschriebene Form aus Veyran dürfte der Morphologie und den Maßen nach eher *D. mutilus* zuzuordnen sein.

2.2 *MEGACRICETODON* FAHLBUSCH, 1964

2.2.1 *Megacricetodon germanicus* AGUILAR, 1980 (Abb. 6–7)

v1964 *Democricetodon* (*Megacricetodon*) *gregarius* aff. *bavaricus* nov. subsp. – FAHLBUSCH: S. 59–64; Abb. 41–47; Taf. 6, Fig. 1–21.
1971 *Megacricetodon* aff. *bavaricus* FAHLBUSCH, 1964. – MEIN & FREUDENTHAL: S. 7.
v1972 *Megacricetodon gregarius* (SCHAUB, 1925). – ENGESSER: S. 251–256; Abb. 97, 98: 1, 6, 99: 1, 2, 7; Diagr. 33; Taf. 3, Fig. c.
?1977 *Megacricetodon gregarius* (SCHAUB 1925). – TOBIEN: S. 362; Abb. 1.
1979 *Megacricetodon* aff. *bavaricus* FAHLBUSCH, 1964. – AGUILAR & CLOUZON: S. 329–331; Taf. 1, Fig. 1–3.
1980 *Megacricetodon germanicus* nov. sp. – AGUILAR: S. 360–361; Tab. 1.

Diagnose: Vgl. AGUILAR 1980, S. 360.

Material: 108 Einzelzähne

18 M_1	1979 XVI	1501–1517, 1608–1610
17 M_2	1979 XVI	1518–1532, 1038, 1615
10 M_3	1979 XVI	1533–1540, 1617, 1618
15 M^1	1979 XVI	1541–1554, 1598
27 M^2	1979 XVI	1555–1579, 1148, 1451
19 M^3	1979 XVI	1580–1594, 1603–1605, 1607

Maße (vgl. auch Abb. 7):

	Länge				Breite		
	Min.	Mitt.	Max.	n	Min.	Mitt.	Max.
M_1	1,71	1,86	1,97	15/15	1,06	1,12	1,20
M_2	1,31	1,41	1,49	17/16	1,05	1,19	1,30
M_3	1,03	1,20	1,31	10/10	0,88	0,97	1,05
M^1	1,89	2,00	2,13	13/13	1,17	1,26	1,36
M^2	1,25	1,38	1,50	26/26	1,10	1,21	1,34
M^3	0,86	0,99	1,14	17/16	0,95	1,01	1,10

Beschreibung:

M_1 (Abb. 6, Fig. 1–3): An zwei frischen Zähnen ist das Anteroconid einfach (Abb. 6, Fig. 1); an 3 weiteren, ebenfalls frischen M_1 (Abb. 6, Fig. 3) und 6 wenig abgekauten Zähnen (Abb. 6, Fig. 2) ist die Spitze des Anteroconids zweigeteilt; an einem Zahn befindet sich an seiner vorderen Basis ein Cingulum (1979 XVI 1511). An den übrigen 4 stark abgekauten Zähnen zeigt das Anteroconid eine transversal gestreckte Abkaufläche, deren Labialseite gerundet sein kann. Das Anterolophulid ist in der Mitte mehr oder weniger geschwollen und häufig mit einem labialwärts und/oder lingualwärts gerichteten Sporn versehen (Abb. 6, Fig. 3). Das Mesolophid ist kurz bis halblang und tendiert gegen den Hinterabhang des Metaconids. Das Sinusid ist etwas nach vorne gerichtet, zeigt jedoch an 8 Zähnen eine mehr oder minder deutlich entwickelte Biegung nach rückwärts (Abb. 6, Fig. 3).

M_2 (Abb. 6, Fig. 4): Das Mesolophid ist meist sehr kurz und nur an 2 Zähnen halblang, es fehlt jedoch nirgends. Das Ectolophid ist fast gestreckt und das Sinusid biegt meist nach rückwärts um. An einem Zahn setzt sich das labiale Anterolophid zur vorderen Basis des Hypoconids fort, so daß das Protoconid nicht direkt am Zahnrand liegt.

M_3 (Abb. 6, Fig. 5): Das labiale Anterolophid erreicht immer den Zahnrand; das linguale dagegen ist kurz oder fehlt völlig, nur selten reicht es bis an den Zahnrand. Der Protoconid-Vorderarm ist kurz und geht direkt in das Anterolophid über. Das Sinusid biegt meistens nach hinten um.

M^1 (Abb. 6, Fig. 6–7): Der Anteroconus ist deutlich zweigeteilt. An seinem Vorderabhang ist an etwa der Hälfte der Zähne ein deutliches Cingulum entwickelt. Ein vom Protoconus-Vorderarm in den Anterosinus ragender Sporn ist in keinem Fall ausgebildet, doch findet sich an 7 von 15 Zähnen am Protoconus-Vorderarm ein gegen den Paraconus gerichteter Sporn (Abb. 6, Fig. 7), der nur an einem Zahn zum Paraconus reicht. Der Mesoloph ist gewöhnlich lang; er erreicht an einem Zahn den labialen Zahnrand und berührt an zwei Zähnen den Ectoloph (Abb. 6, Fig. 7), der in der Regel nur wenig entwickelt ist. Der Posterosinus ist sehr eng und kann gelegentlich nahezu ganz verschwinden (Abb. 6, Fig. 6). Der Sinus ist an 4 Zähnen schwach nach vorne gebogen.

M^2 (Abb. 6, Fig. 8–9): Der Protolophulus mündet in den Protoconus oder Protoconus-Vorderarm ein, der Me-

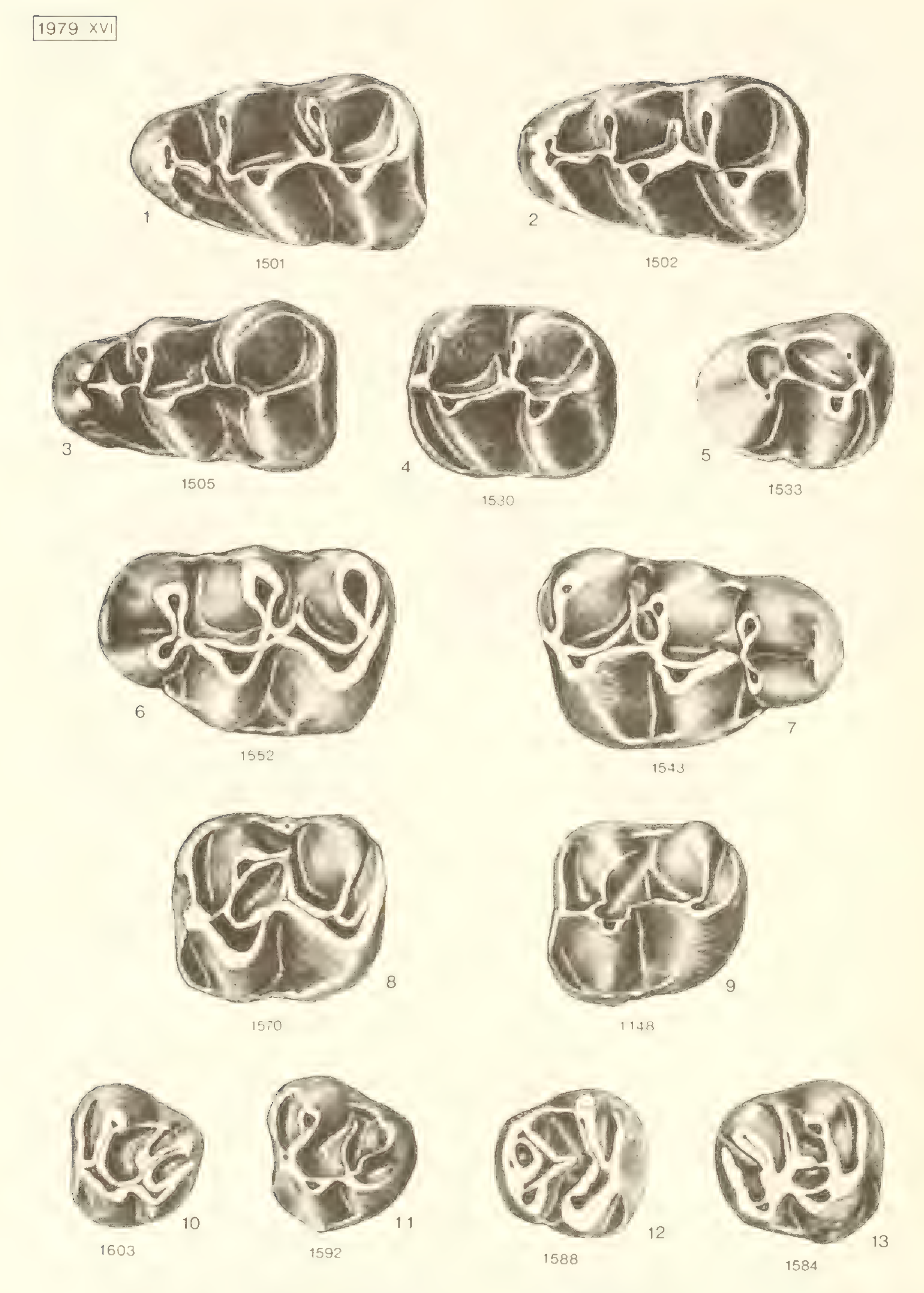


Abb. 6: *Megacricetodon germanicus* AGUILAR aus Puttenhausen. Molaren: li. M_1 (1–3); li. M_2 (4); re. M_3 (5); li. M^1 (6); re. M^1 (7); li. M^2 (8–9); li. M^3 (10–11); re. M^3 (12–13). ×25

talophulus in den Hypoconus-Vorderarm oder Hypoconus. Nur an 2 Zähnen ist am Protoconus-Vorderarm ein kurzer, gegen den Paraconus gerichteter Sporn vorhanden. Der Mesoloph ist an 16 von 27 M^2 kurz bis halblang, an den übrigen Zähnen länger; an 2 Zähnen erreicht er den Labialrand, in 12 Fällen steht er mit dem Ectoloph in Verbindung, der immer vorhanden und meist gut entwickelt ist. An mehreren Zähnen ist der Sinus deutlich nach vorne gebogen.

M^3 (Abb. 6, Fig. 10–13): Der hintere Bereich der Krone ist reduziert, jedoch nicht immer stark abgerundet. An 5 von 19 M^3 sind sowohl Hypoconus als auch Metaconus noch gut entwickelt (Abb. 6, Fig. 13), an 5 Zähnen ist der Metaconus noch sehr deutlich (Abb. 6, Fig. 10–11), an 9 Zähnen verkümmert. An 3 Zähnen tritt der Sinus mit der labialwärts vom Protoconus gelegenen Grube in Verbindung (Abb. 6, Fig. 12). An 8 Zähnen besteht zwischen Protolophulus und Metalophulus ein mehr oder minder deutlicher, longitudinal verlaufender Grat (Abb. 6, Fig. 13). An mehreren Zähnen ist noch ein deutlicher Überrest vom lingualen Anteroloph zu beobachten (Abb. 6, Fig. 12–13).

Vergleiche und Diskussion:

In seiner Bearbeitung der Cricetiden der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns unterschied Fahlbusch (1964, S. 51–64) innerhalb der Gattung (bzw. seiner Untergattung) *Megacricetodon* von stratigraphisch unterschiedlichen Fundstellen im wesentlichen nach der Größe die Formen *Democricetodon (Megacricetodon) gregarius bavaricus* (kleinere Form aus Langenmoosen) und *D. (M.) gregarius* aff. *bavaricus* (größere Form aus Roßhaupten, Jettingen und Oggenhof), wobei innerhalb der letzteren in der genannten Reihenfolge der Fundstellen eine Größenzunahme zu verzeichnen ist.

Von Mein & Freudenthal (1971) wurden ohne weitere Begründung die Untergattungen *Democricetodon* und *Megacricetodon* zu selbständigen Gattungen erhoben, desgleichen die Unterart *M. gregarius bavaricus* zur selbständigen Art. Diesem Gebrauch folgten die meisten späteren Autoren.

Engesser (1972: 251) bestimmte die Art aus Anwil als *Megacricetodon gregarius*, obwohl er den wesentlichen Unterschied zwischen der Anwiler Form und der der Typuslokalität La Grive beobachtet hatte: In La Grive ist das Anteroconid des M_1 an $^2/_3$ der Zähne gefurcht, während in Anwil die Zähne mit einfachem Anteroconid überwiegen. Darüber hinaus ist es an keinem Zahn von Anwil so stark zweigeteilt wie beim Typusexemplar von La Grive. Beim Vergleich mit *M. gregarius* aff. *bavaricus* schreibt Engesser (1972: 256): „Die gute Übereinstimmung in der Größe und das Fehlen wesentlicher Unterschiede zur Subspecies ‚gregarius' scheinen mir eher für eine Zuordnung der betreffenden Zähne (*M. gregarius* aff. *bavaricus*, Anm. d. Verf.) zu dieser Unterart *Megacricetodon gregarius gregarius)* als zu *gregarius bavaricus* zu sprechen."

1977 beschrieb Tobien zwei vordere obere Molaren aus Öhningen, die *M. gregarius* s. lat. zugeordnet wurden.

Aguilar & Clouzon machten 1979 neues Material von *M.* aff. *bavaricus* aus Collet Redon bekannt, das ihrer Meinung nach von *M. gregarius* s. str. zu unterscheiden und mit *M.* aff. *bavaricus* aus Oggenhof vergleichbar ist.

1980 trennte Aguilar die Anwiler und Öhninger Formen von *M. gregarius* und diejenigen aus Collet Redon und Oggenhof von *M.* aff. *bavaricus* ab. Er faßte sie in einer von ihm aufgestellten neuen Art zusammen: *Megacricetodon germanicus*. Diese unterscheidet sich von *M. gregarius* vor allem durch das selten zweigeteilte Anteroconid des M_1, von *M. bavaricus* durch die größeren Maße. Doch beließ er die Formen aus Roßhaupten und Jettingen wegen ihrer geringeren Dimensionen bei *M.* aff. *bavaricus*.

Beim Studium des Puttenhausener Materials ergab sich, daß der Größenvariationsbereich dieser wenigen *Megacricetodon*-Zähne fast so groß ist wie der zusammengefaßte Variationsbereich von *Megacricetodon* aff. *bavaricus* aus Roßhaupten, Jettingen und Oggenhof und *M. gregarius* aus Anwil. Ferner sind die Zähne deutlich größer als die von *M. bavaricus* aus Langenmoosen. Die absoluten Werte sind etwas kleiner als diejenigen der Populationen von Collet Redon und Oggenhof (vgl. Abb. 7). Weiterhin ergab sich, daß der Variationsbereich der mir zum Vergleich vorliegenden Zähne aus Schönenberg dem von Puttenhausen sehr gut entspricht; lediglich für den M_1 ist der Variationsbereich von Schönenberg etwas größer, was aber wohl eine Folge des umfangreicheren Materials (84 Zähne) ist.

Der Vergleich der Mittelwerte der einzelnen Populationen ergibt, daß die Mittelwerte von Schönenberg, Puttenhausen, Jettingen und Anwil immer sehr ähnlich sind, während diejenigen von Collet Redon und Oggenhof größer sind. Der Mittelwert der Langenmoosener Zähne weicht von dem der zuvor genannten Populationen deutlich ab. Morphologisch sind alle Formen der genannten Fundstellen nicht voneinander unterscheidbar.

Nach den zahnmorphologischen Untersuchungen an Gliriden (Mayr 1979: 341) ist die Fauna von Schönenberg jünger als die von Langenmoosen und älter als die von Sandelzhausen; damit ist sie in den Bereich obere MN 5 oder untere MN 6 einzustufen. Dieses Alter wird durch den Nachweis von *Neocometes similis* bestätigt (Schötz 1981). Für die Fauna von Puttenhausen ergab sich nach einer vorläufigen Bestimmung der Fauna das gleiche Alter wie für Schönenberg: MN 5/6, wobei das Vorkommen von *Anomalomys minor* eher für MN 5 spricht (Fahlbusch & Wu 1981: 118). Die Alterseinstufung der Faunen von Roßhaupten, Jettingen und Oggenhof durch Fahlbusch (1964) erfolgte in erster Linie auf der Grundlage der Belege von *Megacricetodon* aff. *bavaricus* (sensu Fahlbusch). Bei der Größenzunahme der *Megacricetodon*-Populationen von Langenmoosen, Roßhaupten, Jettingen

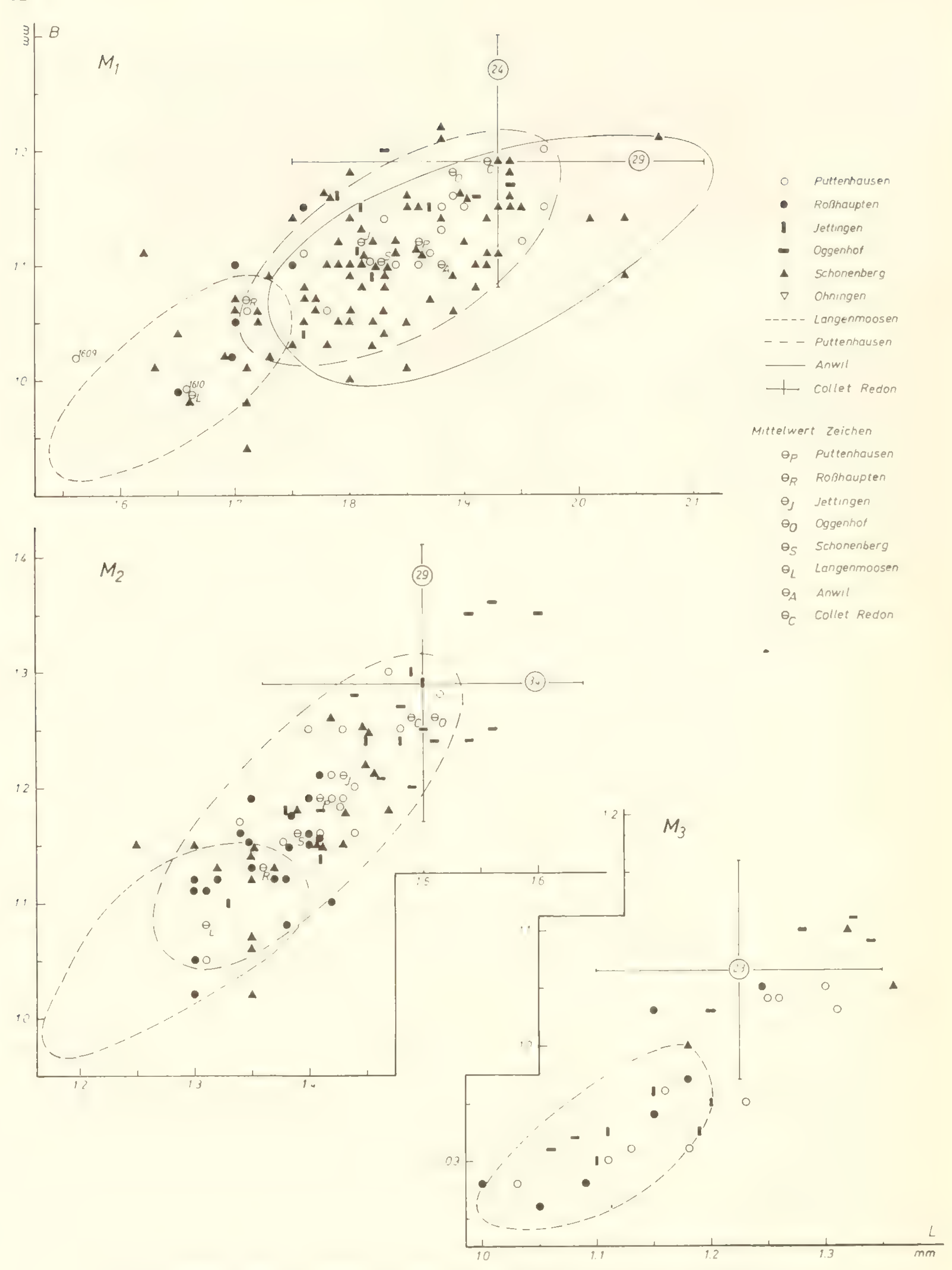


Abb. 7: Längen-Breiten-Diagramme von *Megacricetodon germanicus* AGUILAR aus Puttenhausen. Zum Vergleich die Variationsbereiche von *M. bavaricus* aus Langenmoosen (nach FAHLBUSCH 1964), von „*M.* aff. *bavaricus*" aus Roßhaupten, Jettingen, Oggenhof (nach FAHLBUSCH 1964) und Collet Redon (nach AGUILAR 1979), von „*M. gregarius*" aus Anwil (nach ENGESSER 1972) und Öhningen (nach TOBIEN 1977) und *M. germanicus* aus Schönenberg.

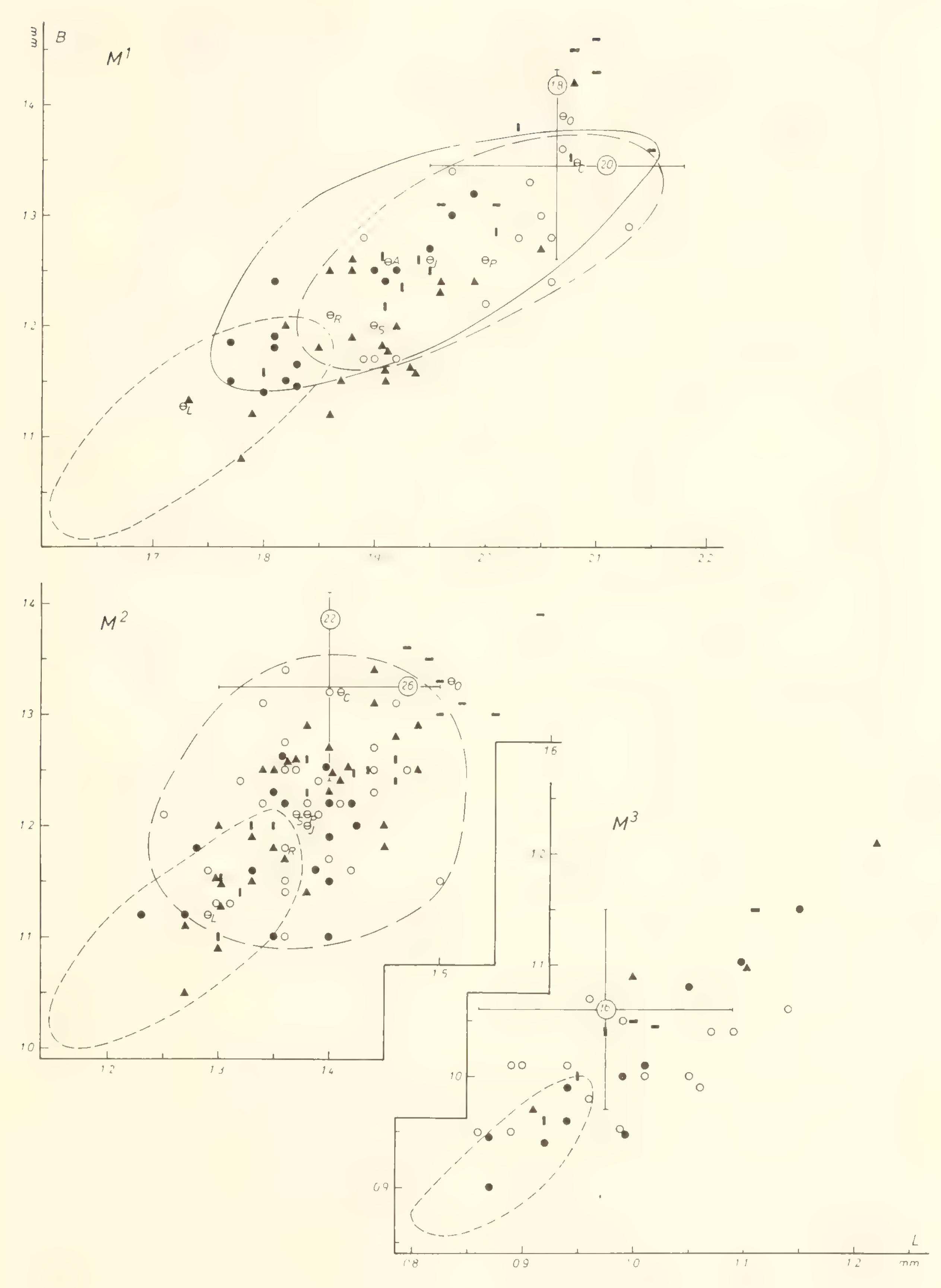


Abb. 7 (Forts.)

und Oggenhof ging FAHLBUSCH davon aus, daß diese Zunahme etwa kontinuierlich erfolgte und den Zeitraum der Faunen Langenmoosen–Sansan–La Grive umfaßte. Da durch die Fauna von Puttenhausen (und Schönenberg) sicher belegt ist, daß *Megacricetodon germanicus* als größerer Nachkomme von *Megacricetodon bavaricus* sicher in der unteren MN 6, wahrscheinlich schon in der höheren MN 5 vorkommt, müssen die stratigraphischen Einstufungen von Roßhaupten, Jettingen und Oggenhof möglicherweise revidiert werden, was jedoch mit Hilfe der Gattung *Megacricetodon* allein nicht möglich ist.

Nach diesen neuen Befunden ergibt sich damit für die Phylogenie der Gattung *Megacricetodon* im Mittelmiozän das folgende Bild: Aus *Megacricetodon collongensis* war zur Zeit der MN 5 (Langenmoosen) die Art *M. bavaricus* entstanden. Noch in der höheren MN 5, spätestens aber in der unteren MN 6 entwickelte sich hieraus sehr schnell unter deutlicher Größenzunahme die Art *M. germanicus*, die über die MN 6, MN 7 und MN 8 hinweg bis zur Fauna von Anwil (Typlokalität) nachgewiesen ist und sich in diesem Zeitraum nicht veränderte. Möglicherweise spaltete sich hiervon eine separate, durch noch etwas größere Maße gekennzeichnete Form ab, die von Oggenhof (MN 7?) und Collet Redon (MN 7) bekannt ist. Zur sicheren Beurteilung dieser Form bedarf es noch weiteren Materials.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: Die von AGUILAR (1980) aufgestellte Art *Megacricetodon germanicus* ist durch reiches Material von den Fundstellen Schönenberg und Puttenhausen gut belegt. Die Art unterscheidet sich durch deutlich größere Dimensionen von *M. bavaricus* und durch das einfachere Anteroconid des M_1 von *M. gregarius*. Sie tritt in Süddeutschland ab MN 5/6 auf. Sie umfaßt die bisher als *Megacricetodon* aff. *bavaricus* bezeichneten Populationen von Roßhaupten, Jettingen, Oggenhof und Collet Redon, ferner *Megacricetodon gregarius* aus Anwil und Vermes 2, ebenso *M. gregarius* von Öhningen, obgleich hier wegen zu geringen Materials die Zuordnung noch nicht ganz gesichert ist. Die als *M.* aff. *bavaricus* bezeichnete Population von Vermes 1 (Schweiz), die von ENGESSER et al. (1981: 919) in die MN 5 eingestuft wurde, weist einen ähnlichen Größenvariationsbereich auf wie die von Puttenhausen und sollte ebenfalls *M. germanicus* zugeordnet werden. Die Populationen von Oggenhof und Collet Redon dokumentieren möglicherweise eine von *M. germanicus* abweichende Form, sollte jedoch vorerst noch dieser Art zugeordnet bleiben, solange nicht ausreichendes Material zur Klärung des taxonomischen Status vorliegt.

Ebenfalls vorläufig *M. germanicus* zuzuordnen sind zwei stark korrodierte und abgekaute M_1 aus Puttenhausen, die morphologisch *M. germanicus* sehr ähnlich, aber kleiner sind (1979 XVI 1609: ca. 1,56×1,02, 1979 XVI 1610: ca. 1,66×0,99).

[2] Solange keine Entscheidung der Internationalen Kommission für Zoologische Nomenklatur vorliegt (vgl. FREUDENTHAL & FAHLBUSCH 1969), folge ich der Verwendung der Namen „*minor*" und „*schaubi*" im Sinne von FAHLBUSCH (1964).

2.2.2 *Megacricetodon* sp.
(Abb. 8)

Material und Maße:

4 M_2	1979	XVI	1611	1,19×0,94
	1979	XVI	1612	1,15×0,97
	1979	XVI	1613	1,18×0,97
	1979	XVI	1614	1,22×0,94
1 M_3	1979	XVI	1616	0,99×0,84
1 M^1	1979	XVI	1596	1,56×1,00

Beschreibung:

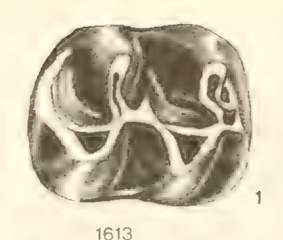
M_2 (Abb. 8, Fig. 1): Der Umriß des Zahnes ist rechteckig, der Zahnrand im Bereich der Innen- und Außenbucht etwas konkav. Der vordere Zahnrand ist gerade oder etwas nach vorne gewölbt. Während das labiale Anterolophid bis zum Zahnrand reicht, ist das linguale kurz und erreicht den Zahnrand nie. Metalophulid und Hypolophulid sind leicht nach vorne gebogen und laufen zueinander parallel. An drei Zähnen mündet das Metalophulid getrennt vom Protoconid-Vorderarm in das Anterolophid ein, an einem Zahn mündet der Protoconid-Vorderarm in das Metalophulid, das mit dem Anterolophid verbunden ist. Das Mesolophid ist sehr kurz und endet am Hinterabhang des Metaconids. Das Sinusid biegt meist nach hinten um.

M_3 (Abb. 8, Fig. 2): An dem einzigen M_3 ist das Anterolophid nicht besonders deutlich entwickelt: das linguale Anterolophid fehlt, das labiale ist auf die vordere Basis des Protoconids beschränkt. Das Sinusid biegt nach hinten um.

M^1 (Abb. 8, Fig. 3): Der einzige vorliegende Zahn ist korrodiert, läßt aber die Morphologie der Krone gut erkennen. Der Anteroconus ist zweigeteilt, sein labialer Höcker ist größer als der linguale. Die von oben her einschneidende Furche ist tief und reicht ungefähr bis zur halben Höhe des Anteroconus. Zwischen Protoconus-Vorderarm und Paraconus besteht eine Gratverbindung. Der Protolophulus ist nach hinten gebogen und mündet in den Protoconus-Hinterarm ein. Der Metalophulus verläuft transversal und mündet in den Hypoconus ein. Der Ectoloph ist nur schwach angedeutet, er tritt nicht mit dem Mesoloph in Verbindung. Der Mesoloph ist dem Metaconus genähert und reicht bis an den labialen Zahnrand. Der Entoloph ist gestreckt. Der Sinus verläuft transversal und biegt nicht nach vorne um.

Diskussion:

Metrisch fallen die Puttenhausener Zähne in die Größenvariationsbereiche mehrerer Formen der Gattung: *Megacricetodon collongensis*, *M.* cf. *collongensis* aus





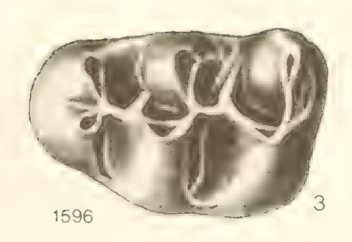


Abb. 8: *Megacricetodon* sp. aus Puttenhausen. Molaren: re. M_2 (1); re. M_3 (2); li. M^1 (3). ×25

Ořechov und Dolnice, *M.* aff. *collongensis* aus Franzensbad, *M. similis* und *gersi*; sie sind ein wenig größer als die von *M. schaubi*[2]. Wegen des zu geringen Materials können wir vorläufig keine exakte Information über die Variationsbereiche der Größe und Morphologie der Form geben. Außerdem fehlt der für die Bestimmung sehr wichtige M_1, so daß eine Artzuweisung dieser Zähne unmöglich ist.

2.3 *EUMYARION* Thaler, 1966

Bei seiner Arbeit über die Cricetiden der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns hat Fahlbusch (1964) mit Hilfe des Originalmaterials von Lartet aus Sansan die von jenem aufgestellte Art „*Cricetodon medium*" wiedererkannt. Gleichzeitig betrachtete er die von Schaub (1925) beschriebene Art „*Cricetodon helveticum*" als Synonym zu *Cricetodon medium* (S. 94). Ferner trennte er sie auf Grund der morphologischen Besonderheiten und Maße von dem bis dahin sehr weit gefaßten Genus *Cricetodon* ab und ordnete sie dem amerikanischen Genus *Cotimus* Black, 1961 zu. Aus seiner Untersuchung der 104 Zähne ging hervor, daß es in der Oberen Süßwasser-Molasse zwei Formen von *Cotimus* gibt: *Cotimus* aff. *medius* und *C. bifidus*. Neue Funde in Amerika zeigten jedoch, daß *Cotimus* nicht von *Leidymys* zu unterscheiden ist (Engesser 1979: 29); jedoch bestehen zwischen den amerikanischen und europäischen Formen zu große Unterschiede, als daß sie einer Gattung zugeordnet werden könnten (vgl. Engesser 1979: 29). Für die europäischen Formen ist der von Thaler (1966) aufgestellte Name *Eumyarion* verfügbar. Nach Fahlbusch (1964) verteilen sich die verschiedenen Formen von *Eumyarion* auf zwei Entwicklungsreihen.

Seit Fahlbusch's Arbeit haben mehrere Autoren diese Gattung aus verschiedenen Fundstellen und stratigraphischen Niveaus bearbeitet: La Romieu (Bulot 1978), Buñol (Daams & Freudenthal 1974), Dolnice, Ořechov, Franzensbad, Strakonice und Neudorf (Fejfar 1974), Opole (Kowalski 1967), Anwil (Engesser 1972) und Can Llobateres (Hartenberger 1965). Dabei wurden auch einige neue Arten aufgestellt.

Alles bisher untersuchte Material zeigt, daß die Variabilität bei dieser Gattung sowohl in den Strukturen als auch in den Maßen sehr groß ist. Das zeigt sich auch an dem reichhaltigen Material aus Puttenhausen. Die insgesamt 462 Einzelzähne werden zwei Arten zugeordnet: *E. bifidus* und *E.* cf. *weinfurteri*.

2.3.1 *Eumyarion bifidus* Fahlbusch, 1964)

(Taf. 1, Fig. 1–6; Taf. 2, Fig. 1–8; Taf. 3, Fig. 1–3, 10–11, 14–16; Abb. 9–11; Abb. 14, Fig. 29–39)

v1964 *Cotimus bifidus* nov. sp. – Fahlbusch: S. 78–84; Abb. 1b, 2a, 59, 60a–c, 61a–c, 62a–c; Taf. 7, Fig. 21, 24, 25, 27–29.
v1974 *Cotimus bifidus* Fahlbusch, 1964. – Fejfar: S. 146–147; Abb. 21; Fig. 1–28.
v1974 *Cotimus bifidus* Fahlbusch, 1964. – Fahlbusch, Gall & Schmidt-Kittler: S. 124, 126.
1978 *Eumyarion candeloni* nov. sp. – Bulot, Fig. 3, 8.

Material: 341 Einzelzähne

66 M_1	1979 XVI	496–537, 540–563
58 M_2	1979 XVI	564–613, 615–620, 878, 895
53 M_3	1979 XVI	621–672, 680
62 M^1	1979 XVI	694–755
68 M^2	1979 XVI	756–823
34 M^3	1979 XVI	824–853, 1165, 1187, 1189, 1191

Maße (vgl. auch Abb. 10–11):

	Länge				Breite		
	Min.	Mitt.	Max.	n	Min.	Mitt.	Max.
M_1	1,67	1,91	2,17	65	0,99	1,15	1,25
M_2	1,42	1,58	1,72	53/54	1,08	1,26	1,38
M_3	1,15	1,32	1,44	53/52	0,98	1,09	1,21
M^1	1,83	2,05	2,22	62/57	1,21	1,32	1,45
M^2	1,33	1,47	1,59	67	1,18	1,33	1,45
M^3	0,98	1,09	1,23	34/33	1,03	1,12	1,26

Beschreibung:

M_1 (Taf. 1, Fig. 1–6; Abb. 9, Fig. 1–4; Abb. 14, Fig. 36–37): Normalerweise geht das ungeteilte Anteroconid nach beiden Seiten in ein steil abfallendes Anterolophid über; das labiale ist länger und mehr ausgeprägt als das linguale und reicht bis an die vordere Basis des Protoconids; dagegen zieht das linguale bis zur vorderen Basis des Metaconids. Die zwischen Anteroconid und Metaconid liegende Einbuchtung ist meist sehr deutlich.

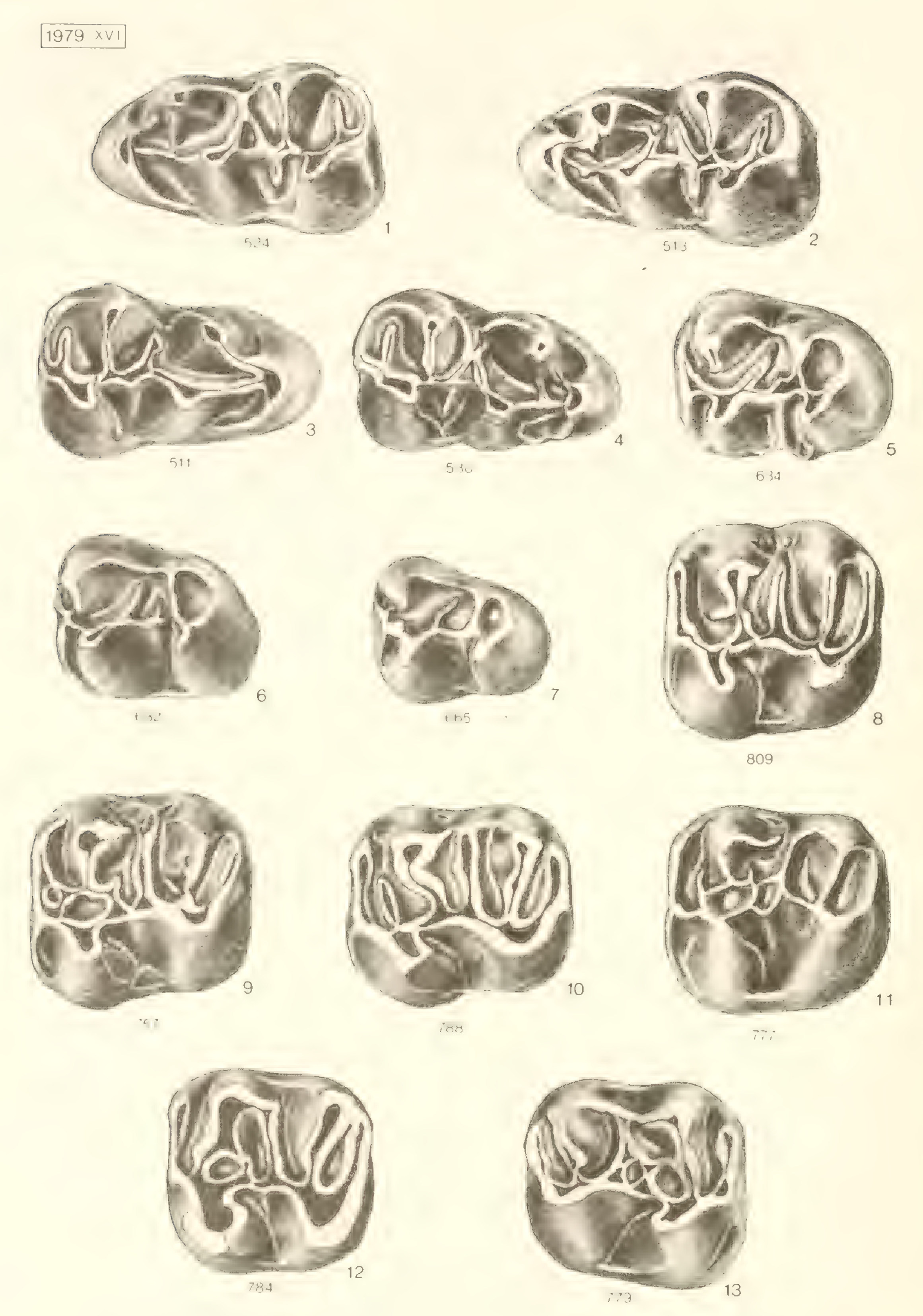


Abb. 9: *Eumyarion bifidus* (FAHLBUSCH) aus Puttenhausen. Molaren: li. M_1 (1–2), re. M_1 (3–4); li. M_3 (5–7); li. M^2 (8–12), re. M^2 (13). ×25

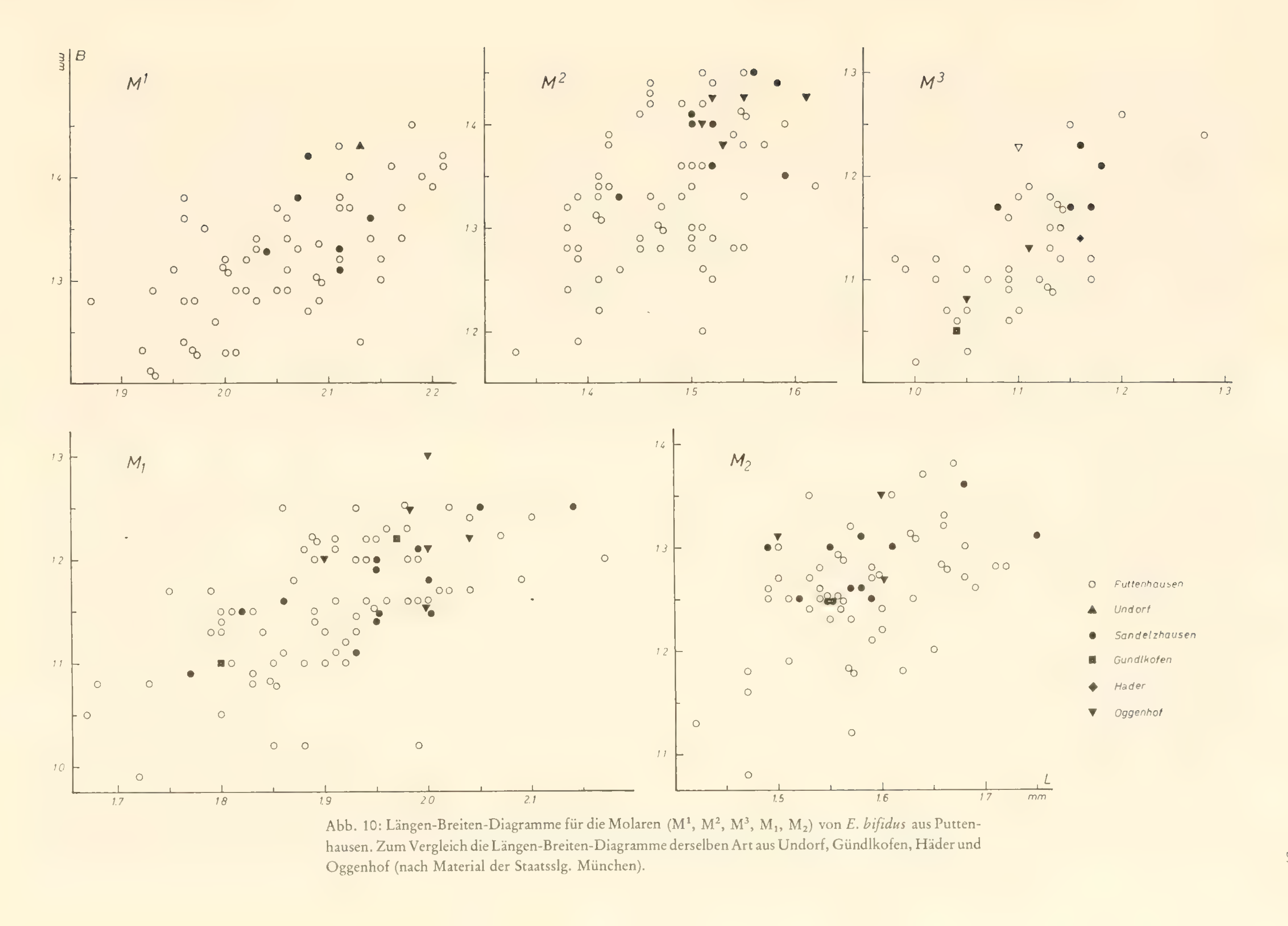


Abb. 10: Längen-Breiten-Diagramme für die Molaren (M^1, M^2, M^3, M_1, M_2) von *E. bifidus* aus Puttenhausen. Zum Vergleich die Längen-Breiten-Diagramme derselben Art aus Undorf, Gündlkofen, Häder und Oggenhof (nach Material der Staatsslg. München).

Das Metaconid ist weitgehend isoliert. Es zeigt oft an seiner Vorder- und Rückseite scharfe Kanten. Die vordere Kante vereinigt sich mit dem Anteroconid entweder an seinem Lingualende (29 Zähne) oder auf seiner Rückseite (18 Zähne). Bei weiteren 14 Zähnen tritt sie mit dem Anteroconid gerade in Berührung, in solchen Fällen ist die Kante sehr kurz. An den übrigen 4 Zähnen fehlt die Metaconid-Vorderkante, so daß das Metaconid nicht mit dem Anteroconid in Verbindung steht (Taf. 1, Fig. 1).

An mehreren Zähnen (13) zieht von der Spitze des Metaconids eine Kante schräg labialwärts herab, die meist stumpf und niedrig ist (Taf. 1, Fig. 5). Nur an 3 Zähnen ist sie ausgeprägt (Taf. 1, Fig. 4). An 6 von diesen Zähnen tritt die Kante mit dem aus dem Anterolophulid lingualwärts hervorragenden Sporn (s. u.) in Berührung (Abb. 9, Fig. 1). An 16 Zähnen befindet sich eine Kante am labialen Hinterabhang des Metaconids, die an 8 Zähnen mit dem Protoconid-Hinterarm in Verbindung steht (Taf. 1, Fig. 3; Abb. 9, Fig. 2).

Das Anterolophulid ist meist vollständig; nur in 4 Fällen ist es unterbrochen (Taf. 1, Fig. 1, 5). Es verläuft gerade nach vorne und mündet in das Anteroconid ein. Oft (33 Zähne) geht ein labialwärts gerichteter Sporn von dem Anterolophulid aus, der entweder kurz ist oder bis an den Zahnrand reicht (Taf. 1, Fig. 1, 2, 4, 5; Abb. 14, Fig. 37). In 29 Fällen befindet sich auf der Lingualseite des Anterolophulids auch ein kurzer Sporn, der manchmal mit der Labialseite oder Labialkante des Metaconids in Berührung kommt (Taf. 1, Fig. 5–6); an einem dieser Zähne ist der Lingualsporn sehr lang und reicht bis an den Zahnrand.

Der schräg rückwärts verlaufende Protoconid-Hinterarm ist an den meisten Zähnen (37 Zähne) etwa halblang. Sein Lingualende biegt sehr oft nach vorne um und steht mit dem Metaconid-Hinterabhang oder dessen labialer Kante in Verbindung (Taf. 1, Fig. 3, 6; Abb. 9, Fig. 4, Abb. 14, Fig. 37). Gelegentlich endet der Protoconid-Hinterarm frei (Taf. 1, Fig. 1, 2, 5; Abb. 14, Fig. 36) oder steht mit dem Mesolophid in Verbindung (Taf. 1, Fig. 4, 6; Abb. 9, Fig. 4). In 12 Fällen ist der Protoconid-Hinterarm lang und reicht bis an den Zahnrand (Abb. 9, Fig. 1), wo er mit dem Mesolophid in Verbindung steht oder nicht. An 14 Zähnen ist er ebenfalls lang, biegt aber nach vorne um und steht mit dem Metaconid-Hinterabhang oder dessen labialer Kante in Verbindung (Abb. 9, Fig. 2). An einem Zahn fehlt der Protoconid-Hinterarm (Abb. 9, Fig. 3).

Das Mesolophid ist meist länger als der Protoconid-Hinterarm oder ungefähr gleich lang. Meistens (40 Zähne) erreicht es den Zahnrand und steht oft mit der von der Spitze des Entoconids herabziehenden Kante in Verbindung. In 16 Fällen erreicht das Mesolophid den Zahnrand nicht, an 9 Zähnen ist es etwa halblang (Taf. 1, Fig. 6; Abb. 14, Fig. 36).

Das Ectolophid ist an 3 Zähnen unterbrochen und verläuft parallel dem Zahnrand. Das Hypolophulid ist in 14 Fällen an der Verbindungsstelle mit dem Ectolophid stark eingeschnürt (Taf. 1, Fig. 4; Abb. 14, Fig. 37). In 8 Fällen endet es frei (Taf. 1, Fig. 1, 5). Der kräftige Hypoconid-Hinterarm verläuft in der Regel parallel dem Posterolophid und endet frei; nur in 4 Fällen verbindet er sich mit dem Posterolophid. An 3 Zähnen ist er klein und steht dem Posterolophid sehr nahe (Taf. 1, Fig. 3, 5). Ein Ectomesolophid ist immer vorhanden: Es ist an 17 Zähnen stark, an 38 Zähnen mäßig entwickelt; nur in 10 Fällen ist es sehr schwach.

M_2 (Taf. 3, Fig. 1–3; Abb. 14, Fig. 38): Das Anterolophid ist normal, nur an einem Zahn biegt sein labialer Ast nach hinten ab und verläuft am Protoconid entlang bis zur vorderen labialen Basis des Hypoconids, bildet also das kräftige Labialcingulum des Zahnes (Taf. 2, Fig. 1). Der Protoconid-Hinterarm ist sehr oft länger als das Mesolophid. Mit Ausnahme von 4 Zähnen sind die zwei Mittelsporne verbunden (Taf. 3, Fig. 1, 3). Nur an 2 Zähnen fehlt das Mesolophid (Taf. 3, Fig. 2). An 2 Zähnen ist das Mesolophid länger als der Protoconid-Hinterarm.

Der Hypoconid-Hinterarm ist stets gut entwickelt. Er verläuft parallel dem Posterolophid und verbindet sich mit jenem oder endet frei (Abb. 14, Fig. 38). Das Hypolophulid endet in 6 Fällen frei. Das Ectolophid ist – mehr als am M_1 – dem labialen Zahnrand genähert, meistens verläuft es parallel zur Längsrichtung des Zahnes oder ist ein wenig zum Entoconid hin gerichtet. Das Ectomesolophid ist gut entwickelt; nur an 4 Zähnen ist es sehr schwach, an 2 Zähnen fehlt es.

M_3 (Taf. 3, Fig. 10–11; Abb. 9, Fig. 5–7; Abb. 14, Fig. 39): Es ist schwer, jeden der insgesamt 73 M_3 von *Eumyarion* aus Puttenhausen einer der beiden Arten zuzuordnen. Größenmäßig sind die beiden nicht auseinanderzuhalten (Abb. 11). Jedoch kann man sie nach der Morphologie in zwei Gruppen aufteilen, welche aber nicht scharf gegeneinander abgegrenzt sind.

Bei der ersten Gruppe verläuft der Protoconid-Hinterarm schräg rückwärts, während das Hypolophulid mehr oder minder transversal steht. Der Abstand zwischen Protoconid-Hinterarm und Hypolophulid ist etwas größer als bei der zweiten Gruppe. Zwischen den beiden Graten befindet sich manchmal ein kurzes Mesolophid. Nur an einem Zahn ist ein Hypoconid-Hinterarm vorhanden. Das Ectolophid verläuft parallel dem labialen Zahnrand (Abb. 9, Fig. 5, 7; Abb. 14, Fig. 39) oder diagonal nach hinten (Taf. 3, Fig. 10–11, Abb. 9, Fig. 6). Ein Ectomesolophid ist vorhanden oder fehlt. Die Zähne dieser Gruppe sind wohl *E. bifidus* zuzuordnen (vgl. S.).

Bei der zweiten Gruppe stehen der Protoconid-Hinterarm und das Hypolophulid einander mehr oder minder nahe, sie verlaufen parallel zueinander, schräg nach rückwärts. Ein Mesolophid fehlt. Das Ectolophid steht meist diagonal. Ein Ectomesolophid ist selten vorhanden. Die Zähne dieser Gruppe gehören wahrscheinlich zu *E.* cf. *weinfurteri*.

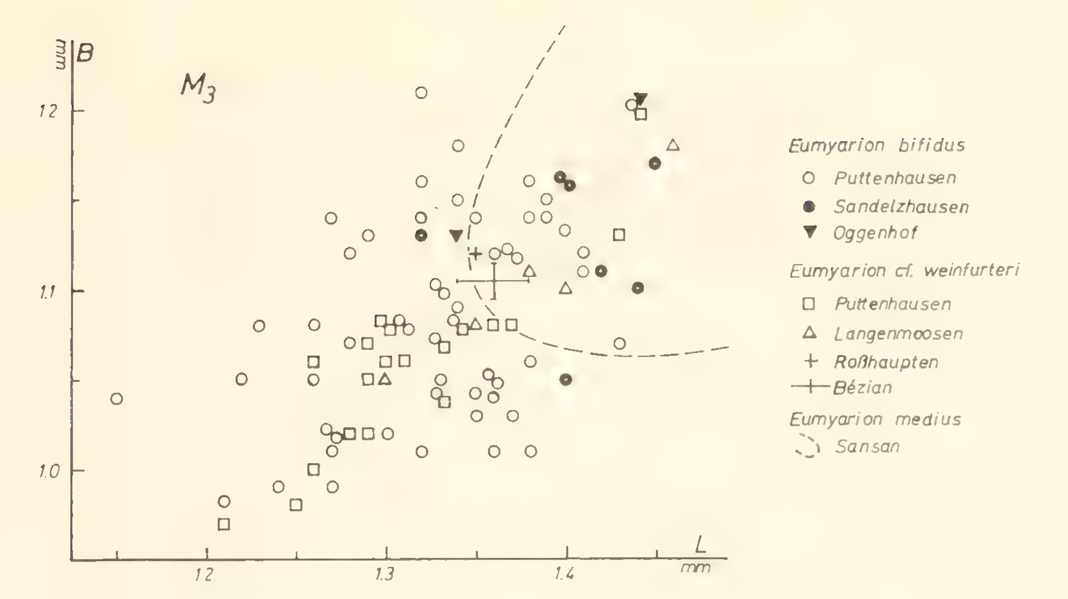


Abb. 11: Längen-Breiten-Diagramme für M_3 von *E. bifidus* und *E.* cf. *weinfurteri* aus Puttenhausen. Zum Vergleich die Längen-Breiten-Diagramme für denselben Zahn von *E.* cf. *weinfurteri* aus Langenmoosen ?, Roßhaupten und *E. bifidus* aus Sandelzhausen und Oggenhof und von *E.* cf. *weinfurteri* aus Bézian (nach BULOT 1978) und von *E. medius* aus Sansan (nach Material des Museums Basel).

M^1 (Taf. 2, Fig. 1–4; Abb. 14, Fig. 29–31): Der labiale Zahnrand ist an fast allen Zähnen auffallend wellig. Im Bereich des Anterosinus und Mesosinus ist der Zahnrand etwas konkav, und ein labiales Cingulum fehlt. Das ist ein deutliches Merkmal, mit dem man *E. bifidus* von anderen bisher uns bekannten Arten (*medius*-Reihe) dieser Gattung unterscheiden kann: Bei den anderen Arten ist der labiale Zahnrand fast gerade, und es findet sich stets ein Cingulum, dessen vorderer Teil von dem Labialabhang des Anteroconus herabzieht. Dagegen ist das ,,Cingulum" bei *E. bifidus* die Verlängerung des vorderen Quersporn oder des rückwärts gerichteten Sporns des labialen Anteroconushügels (s. u.).

Zwischen Protoconus und Hypoconus ist stets ein mehr oder weniger deutlich entwickeltes Cingulum vorhanden. Der Anteroconus ist schmal und viereckig. Zwischen Anteroconus und Protoconus ist stets eine Einbuchtung – Protosinus – vorhanden. Ein Protosinus-Cingulum fehlt meistens; wenn ein solches dennoch vorhanden ist, liegt es nur an der vorderen Basis des Protoconus (15 Zähne) und ist gelegentlich nur als ein mehr oder minder deutliches Höckerchen ausgebildet (6 Zähne). Das Fehlen des Protosinus-Cingulums ist auch einer der wichtigen Unterschiede gegenüber den Arten der *medius*-Reihe. An 5 Zähnen kann man auf der Vorderseite des Protoconus einen vom Protoconus-Vorderarm ausgehenden Fortsatz erkennen (Taf. 1, Fig. 3; Abb. 14, Fig. 29).

Die Zweiteilung des Anteroconus ist nicht immer so stark wie am Typus. Auch kann man nicht immer das basale Vordercingulum und die von vorne her einschneidende Furche beobachten. Im vorliegenden Material ist an 25 Zähnen ein stark zweigeteilter Anteroconus vorhanden (Taf. 2, Fig. 2; Abb. 14, Fig. 30); von diesen zeigen 19 Zähne ein basales Vordercingulum. An 34 Zähnen ist der Anteroconus nicht so stark zweigeteilt (Taf. 2, Fig. 1; Abb. 14, Fig. 31); darunter befinden sich 10 Zähne mit einem nicht gut entwickelten basalen Vordercingulum.

Mit Ausnahme von 3 Zähnen befindet sich an allen Stücken ein vom labialen Anteroconushügel rückwärts ziehender Sporn (Anteroconussporn). Meistens vereinigt er sich mit dem vorderen Quersporn; infolge verschiedener Entstehungen möchte ich ihn eher ,,Vorderer Quersporn (VQ)" (im Sinne von FAHLBUSCH 1964) als ,,Labialer Sporn des Anterolophulus" nennen – siehe unten, S. . Nach der Vereinigung verläuft er weiter schräg rückwärts bis zum labialen Zahnrand, dann den Zahnrand entlang bis zur vorderen Basis des Paraconus, riegelt also den Anterosinus ab. In einigen Fällen vereinigen sich die beiden nicht, sondern es zieht entweder der vordere Quersporn oder Anteroconussporn allein zum Paraconus (Abb. 14, Fig. 30–31). Diese Ausbildung kennt man von anderen *Eumyarion*-Arten nicht. Der Anteroconus besitzt gelegentlich (9 Zähne) 1–2 rückwärts gerichtete, von den Anteroconushügeln ausgehende Sporne (Taf. 2, Fig. 3; Abb. 14, Fig. 31).

Bei dem mir vorliegenden Material sind die vorderen Quersporne komplizierter als bei dem bisher bekannten Material aus der OSM Bayerns. An 22 Zähnen besteht ein vom Protoconus-Vorderarm ausgehender vorderer Quersporn (Abb. 14, Fig. 30–31), der gelegentlich gegabelt ist

(VQ II). An dem größeren Teil der Zähne (37) gibt es zwei vordere Quersporne: einer – VQ I – entsteht am lingualen Anteroconushügel oder an der Verbindungsstelle von Anteroconus und Anterolophulus; der andere – VQ II – am Protoconus-Vorderarm. Die beiden laufen parallel (13 Zähne) (Taf. 2, Fig. 1) oder vereinigen sich (23 Zähne) miteinander (Taf. 2, Fig. 2, 4; Abb. 14, Fig. 29). Nur an 3 Zähnen findet sich ein einfacher vorderer Quersporn, der vom lingualen Anteroconushügel (1979 XVI 737) oder der Verbindungsstelle von Anteroconus und Anterolophulus (Taf. 2, Fig. 3) ausgeht (VQ I).

Mit Ausnahme von 8 Zähnen besitzt der Paraconus einen gut entwickelten rückwärts gerichteten Sporn (Ectoloph), der sehr oft (39 Zähne) mit dem Mesoloph in Verbindung steht (Taf. 2, Fig. 3–4). Der hohe, schmale und lange Mesoloph ist stets nach vorne ausgebuchtet, und mit Ausnahme von 9 Zähnen erreicht er den äußeren Zahnrand, wo er nach hinten umbiegt und meistens mit dem Metaconus in Verbindung tritt. Im allgemeinen sind Paraconus und Metaconus sehr plump; ihr Vorderabhang ist geschwollen, so daß sie viereckig aussehen. An 29 Zähnen findet sich ein schwach (23 Zähne) oder mäßig (6) entwickelter Entomesoloph. An einem Zahn (1979 XVI 751) ist der Entomesoloph sehr kräftig entwickelt und verläuft bis zum lingualen Zahnrand, wo er in einem Höckerchen endet.

M^2 (Taf. 2, Fig. 5–8; Abb. 9, Fig. 8–11; Abb. 14, Fig. 32–33): Der labiale Anteroloph ist lang und kräftig. Der linguale Anteroloph ist stark reduziert: meistens ist er als Fortsatz des labialen Anterolophs oder als Cingulum mehr oder minder deutlich entwickelt; an 16 Zähnen ist er ganz schwach (6) oder verschwunden (10). Im allgemeinen besitzt der Paraconus einen gut entwickelten, rückwärts gerichteten Ectoloph; mit Ausnahme von 8 Zähnen verbindet er sich mit dem Mesoloph. Der Mesoloph ist, wie am M^1, hoch, lang, schmal und fast immer nach vorne ausgebuchtet; meistens erreicht er den äußeren Zahnrand (59 Zähne), wo er nach hinten umbiegt und oft (44 Zähne) mit dem Metaconus in Verbindung steht. An 7 Zähnen biegt der Mesoloph vor Erreichen des Zahnrandes nach rückwärts um; hierbei entsteht zusammen mit dem Ectoloph eine etwa geradlinige Verbindung zwischen Paraconus und Metaconus (Abb. 9, Fig. 13), welche sonst immer S-förmig gebogen ist. An einem Zahn (Abb. 9, Fig. 12) ist der Mesoloph gerade, kurz und biegt nicht nach hinten um und steht nur mit dem Paraconus in Verbindung. An dem anderen Zahn (Abb. 9, Fig. 8) steht der Mesoloph weder mit dem Metaconus noch dem Ectoloph in Verbindung.

Der Protolophulus ist, wie FAHLBUSCH als besonders wichtiges Merkmal hervorhob (1964), verdoppelt. Der Protolophulus I ist an 31 Zähnen nach vorne ausgebuchtet und mündet in die Labialseite des Protoconus oder in den Protoconus-Vorderarm ein (Taf. 2, Fig. 7–8; Abb. 9, Fig. 12–13; Abb. 14, Fig. 32–33). An 26 Zähnen verläuft der Protolophulus I erst nach vorne, dann biegt er in einem scharfen Knick lingualwärts um und mündet auch in den Protoconus oder Protoconus-Vorderarm ein (Taf. 2, Fig. 6; Abb. 9, Fig. 9, 11). An 4 von diesen 26 Zähnen verbindet sich der Protolophulus I sowohl mit dem Paraconus als auch dem Anteroloph, so daß sich zwischen Anteroloph und Protolophulus I ein allseits geschlossener Trichter befindet (Abb. 9, Fig. 9). An 8 Zähnen ist die Verbindung zwischen Paraconus und Protolophulus I teilweise oder ganz unterbrochen; an 6 dieser Zähne vereinigt der Protolophulus I sich nur mit dem Anteroloph (Taf. 2, Fig. 5); an einem Zahn endet er frei (Abb. 9, Fig. 10). Der Protolophulus II ist an 26 Zähnen nach hinten ausgebuchtet (Taf. 2, Fig. 8; Abb. 9, Fig. 10, 12; Abb. 14, Fig. 32). An den übrigen 42 Zähnen verläuft er erst nach hinten, dann biegt er in einem scharfen Knick lingualwärts um und mündet in den Entoloph ein (Taf. 2, Fig. 5–7; Abb. 9, Fig. 9, 11, 13; Abb. 14, Fig. 33); an 23 von diesen Zähnen beobachtet man, daß von der Stelle des Knicks noch ein kleiner Sporn ausgeht, dem ein solcher vom Mesoloph entgegenkommt. Die zwei Sporne verbinden sich miteinander, so daß zwischen Mesoloph und Protolophulus II ein Trichter entsteht (Abb. 9, Fig. 11, 13; Abb. 14, Fig. 33). Auch wenn die Zahnkrone stark abgekaut ist, kann man ihn noch erkennen. Gelegentlich (9 Zähne) besteht auch eine ähnliche Verbindung zwischen Metalophulus und Posteroloph (Abb. 14, Fig. 32).

Der Metalophulus verläuft meistens transversal oder etwas nach vorne und mündet in den Hypoconus-Vorderarm oder die Labialseite des Hypoconus ein. An einem Zahn (1979 XVI 813) verläuft er nach hinten und kommt mit dem Posteroloph in Berührung. An einigen Zähnen ist der Metalophulus stark eingeschnürt; an 2 Zähnen ist er weitgehend unterbrochen. Wie am M^1 ist zwischen Protoconus und Hypoconus immer ein mehr oder minder deutlich entwickeltes Cingulum vorhanden, durch das der Sinus an der Basis geschlossen ist. Bei 58 beobachteten Zähnen fehlt der Entomesoloph an 24 Zähnen. An 8 Zähnen ist er mäßig entwickelt, an 26 Zähnen schwach.

M^3 (Taf. 3, Fig. 14–16; Abb. 14, Fig. 34–35): Die Mehrzahl der M^3 aus Puttenhausen ermöglicht die Aufteilung der Zähne von *Eumyarion* auf zwei deutlich verschiedene Gruppen: *E.* cf. *weinfurteri* und *E. bifidus*.

Für die Unterscheidung des *E. bifidus* von *E.* cf. *weinfurteri* muß man vom Aufbau des M^2 ausgehen: Der Ectoloph ist meistens stark entwickelt. Der Mesoloph ist lang, oft erreicht er den äußeren Zahnrand. Die Ausbildung des Protolophulus am M^2 spiegelt sich in derjenigen des M^3 wider. So besitzt auch der M^3 von *E. bifidus* einen doppelten Protolophulus. Daraus resultiert der meist kurze Anterosinus und die zweigeteilte linguale Grube, die von FAHLBUSCH in seiner Abb. 62c schon dargestellt wurde. Der Knick am Protolophulus II ist fast immer vorhanden, am Protolophulus I nur gelegentlich (Taf. 3, Fig. 14–15). So ist der Entoloph meist nicht geradlinig wie bei *E.* cf. *weinfurteri*, sondern S-förmig; die linguale

Grube ist nicht oval wie bei *E.* cf. *weinfurteri*, sondern unregelmäßig. Zusätzliche Verbindungen zwischen Anteroloph und Protolophulus I, Protolophulus II und Mesoloph, Mesoloph und Metalophulus oder Metalophulus und Posteroloph finden sich jeweils an einigen Zähnen, deshalb kann man mehrere kleine Trichter auf der Abkaufläche der Zahnkrone beobachten (Taf. 3, Fig. 14, 16). Das hintere linguale Cingulum, das dem zwischen Protoconus und Hypoconus an M^1 und M^2 entspricht, ist an 17 Zähnen mehr oder weniger deutlich entwickelt (Taf. 3, Fig. 15–16; Abb. 14, Fig. 34). An nur 6 Zähnen findet sich ein vorderes linguales ,,Cingulum" (Taf. 3, Fig. 15–16).

Vergleiche und Beziehungen:

Bisher ist die Art *E. bifidus* in der OSM Bayerns aus Undorf, Puttenhausen, Sandelzhausen, Gündlkofen, Häder und Oggenhof bekannt, wobei Puttenhausen die bestbelegte Fundstelle darstellt.

Die Bearbeitung des *E. bifidus* aus Puttenhausen ergab, daß die Ausbildung der Mittelsporne des M_1 das wesentlichste Unterscheidungsmerkmal darstellt. So zeigt sich im Vergleich der Fundstellen Gündlkofen, Sandelzhausen und Oggenhof folgende Entwicklungstendenz dieser Sporne: Beim Puttenhausener Material ist der Protoconid-Hinterarm an 37 von 66 M_1 halblang, biegt sehr oft nach vorne um und steht mit dem Hinterabhang des Metaconids in Verbindung; nur an 12 Zähnen erreicht der Protoconid-Hinterarm den lingualen Zahnrand, an dem er mit dem gleichlangen Mesolophid verbunden ist. Beim Sandelzhausener Material jedoch erreicht der Protoconid-Hinterarm an 15 von 19 M_1 den Zahnrand (inklusive der noch nicht bearbeiteten Zähne; stark abgekaute Zähne sind nicht berücksichtigt) (vgl. FAHLBUSCH 1964, Abb. 59a). An 5 der 6 M_1 aus Oggenhof (ein weiterer Zahn soll der *medius*-Reihe zugeordnet werden, s. u.) erreicht der Protoconid-Hinterarm den lingualen Zahnrand (vgl. FAHLBUSCH, 1964, Abb. 59b). Die beiden vorliegenden M_1 aus Gündlkofen (vgl. FAHLBUSCH, 1964, Abb. 59 c–d) gleichen in der Ausbildung der Mittelsporne der Mehrzahl der Puttenhausener M_1 (halblanger Protoconid-Hinterarm und das bis zum Zahnrand reichende Mesolophid).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß im Laufe der Zeit der Protoconid-Hinterarm bei *E. bifidus* länger wird. Daraus folgt, daß die Faunen von Oggenhof und Sandelzhausen jünger sind als die von Puttenhausen und Gündlkofen.

Zu *E. bifidus* gestellt werden sollte meiner Meinung nach auch der M^3 von Häder (FAHLBUSCH 1964: 75), dessen Lingualgrube wegen des verdoppelten Protolophulus zweigeteilt ist.

Außerhalb der OSM Bayerns wurde *E. bifidus* noch aus Strakonice (CSSR, MN 5; FEJFAR, 1974: 146, Abb. 21, Fig. 1, 28) beschrieben. Auch der als *E. candeloni* beschriebene M_1 (BULOT, 1978: Abb. 3) und wahrscheinlich der M_3 (Abb. 8) aus Bézian (MN 4) sollen *E. bifidus* zugeordnet werden. Der M_1 zeigt die typischen Merkmale von *E. bifidus*: das isolierte Metaconid, den halblangen und nach vorne umbiegenden Protoconid-Hinterarm, das bis zum Zahnrand reichende Mesolophid und einen gut entwickelten Hypoconid-Hinterarm. Der M_3 ist durch einen deutlichen und frei endenden Hypoconid-Hinterarm und das dem labialen Zahnrand parallel laufende Ectolophid gekennzeichnet.

Nicht zu *E. bifidus* gehören die Zähne aus Giggenhausen und ein M_1 aus Oggenhof (1963 IX 35), die dem Zahnbau und den Maßen nach der *medius*-Reihe zugeordnet werden sollen (s. S.). Auch die aus Opole als *E. bifidus* beschriebenen Reste (2 M_2) gehören wegen des diagonal nach hinten hin verlaufenden Ectolophids wahrscheinlich zur *medius*-Reihe.

Die Art *E. bifidus* ist bisher nur in Europa nachgewiesen. Sie lebte von MN 4 (Bézian) bis MN 7? (Oggenhof). In der Zeit der MN 8 (Giggenhausen) ist sie schon verschwunden.

2.3.2 *Eumyarion* cf. *weinfurteri* (SCHAUB & ZAPFE, 1953)

(Taf. 1, Fig. 7–13; Taf. 2, Fig. 9–15; Taf. 3, Fig. 4–7, 8–9, 12–13; Abb. 11–13; Abb. 14, Fig. 12–22)

1963 *Cricetodon* sp. – FREUDENTHAL: S. 77; Taf. 1, Fig. 21–22.
Pars v1964 *Cotimus* aff. *medius* (LARTET, 1851). – FAHLBUSCH: S. 74–78; Abb. 55–56; Taf. 7, Fig. 14–20.
v1964 *Cotimus bifidus* nov. sp. – FAHLBUSCH: Taf. 7, Fig. 30.
1972 *Cotimus helveticus* SCHAUB 1925. – BULOT: S. 354–355; Abb. 3.
v1972 *Cotimus* sp. – ENGESSER: Abb. 111: 8.
1978 *Eumyarion candeloni* nov. sp. – BULOT: S. 373–381; Abb. 1–2, 4–7, 9–13.
?1980 *Eumyarion* aff. *medius* (LARTET, 1851). – AGUILAR: S. 173; Taf. 5, Fig. 21–22.
?1980 *Eumyarion* sp. – AGUILAR: S. 173–174; Taf. 3, Fig. 14.

Material: 121 Einzelzähne

24 M_1	1979 XVI	538, 539, 854–875
19 M_2	1979 XVI	614, 876, 877, 879–894
20 M_3	1979 XVI	673–679, 681–693
23 M^1	1979 XVI	896–918
14 M^2	1979 XVI	919–932
21 M^3	1979 XVI	933–951, 1188, 1190

Maße (vgl. auch Abb. 11, 13):

	Länge				Breite		
	Min.	Mitt.	Max.	n	Min.	Mitt.	Max.
M_1	1,58	1,73	1,89	23/24	0,90	1,05	1,18
M_2	1,35	1,45	1,59	19	1,05	1,17	1,26
M_3	1,21	1,30	1,43	20/18	0,97	1,05	1,16
M^1	1,76	1,77	1,95	23/23	1,15	1,20	1,36
M^2	1,30	1,38	1,47	13/12	1,14	1,25	1,41
M^3	0,88	1,00	1,09	21/20	1,00	1,06	1,13

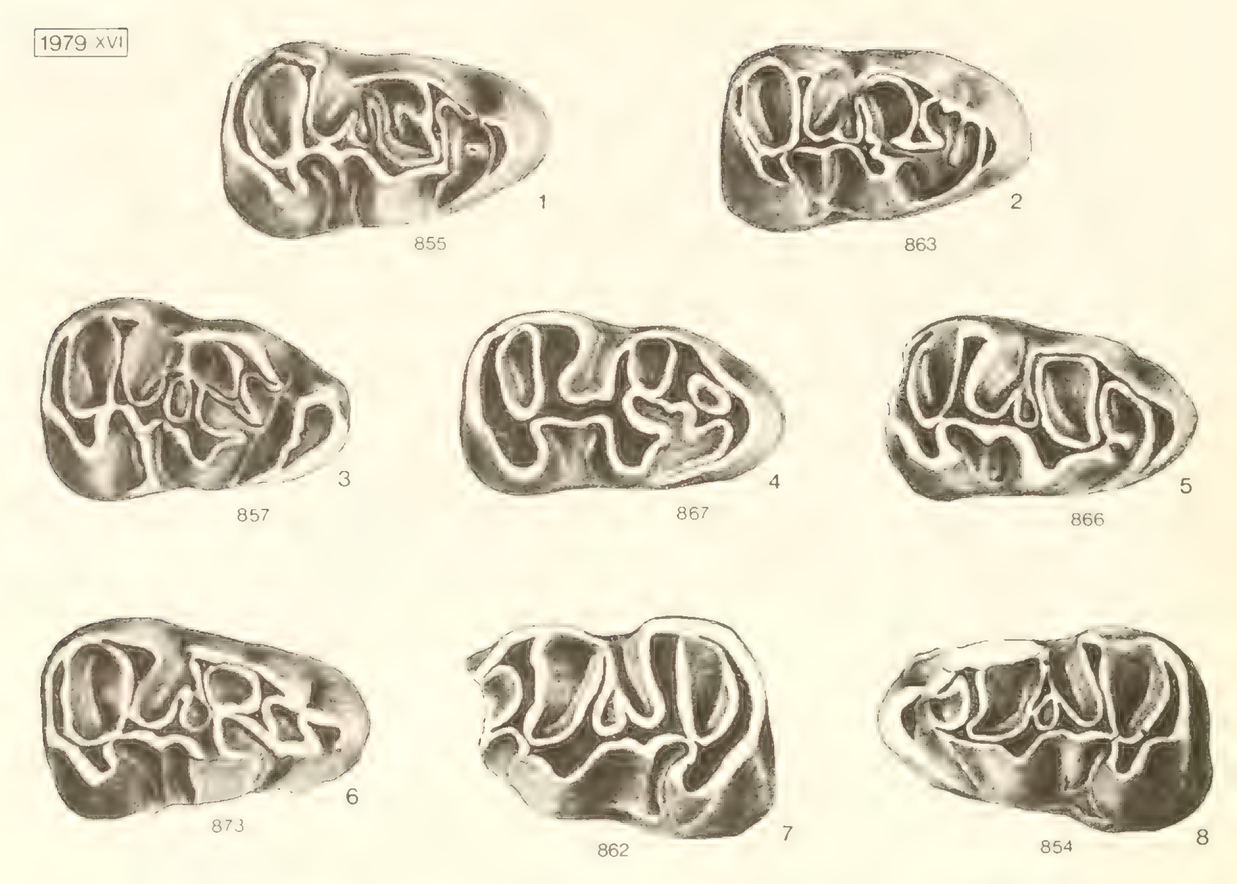


Abb. 12: *Eumyarion* cf. *weinfurteri* (SCHAUB & ZAPFE) aus Puttenhausen. re. M_1 (1–6), li. M_1 (7–8). ×25

Beschreibung:

M_1 (Taf. 1, Fig. 7–13; Abb. 12, Fig. 1–8; Abb. 14, Fig. 19): Das ungeteilte Anteroconid geht nach beiden Seiten in ein steil abfallendes Anterolophid über; das linguale, das mit einer vom Metaconid nach vorne absteigenden Kante in Verbindung steht, ist kürzer und höher als das labiale, das sich bis zur vorderen Basis des Protoconids erstreckt. Die Einbuchtung zwischen Anteroconid und Metaconid ist nicht deutlich ausgebildet.

Das Metalophulid ist immer deutlich ausgebildet, ist wenig nach vorne gebogen oder verläuft schräg vorwärts. In 12 Fällen endet es frei, an einem dieser Zähne ist das labiale Ende stark verdickt (Abb. 12, Fig. 2); in 10 Fällen mündet es in das Anterolophulid eein; an 2 stark abgekauten Zähnen ist es nach hinten gebogen und mündet in die Lingualseite des Protoconids ein. An 2 Zähnen ist das Labialende des Metalophulids zweigeteilt; in diesem Fall ist das Anterolophulid unterbrochen, der vordere Ast des Metalophulids steht mit dem Anterolophulid in Verbindung, der hintere mit dem Protoconid an seiner vorderen lingualen Ecke (Abb. 12, Fig. 7; Abb. 14, Fig. 19).

An 7 Zähnen beobachtet man, daß sich am Hinterabhang des Metaconids eine Kante befindet (Taf. 1, Fig. 9, 11, 13; Abb. 12, Fig. 1, 3, 4, 6), die sich nach hinten richtet und mit dem Protoconid-Hinterarm in Verbindung steht. Das Anterolophulid ist meistens unterbrochen (14 Zähne) oder fehlt vollkommen (5 Zähne; Taf. 1, Fig. 8–9), nur an 4 Zähnen ist es vollständig (Taf. 1, Fig. 11, 13).

Normalerweise ist der Protoconid-Hinterarm länger als das Mesolophid und verläuft transversal oder schräg rückwärts. In 16 Fällen erreicht er den lingualen Zahnrand, wo er mit der von der Spitze des Metaconids herabziehenden Kante in Verbindung steht; gelegentlich (4 Zähne; Abb. 12, Fig. 1; Abb. 14, Fig. 19) erreicht er den lingualen Zahnrand nicht. An 8 Zähnen tritt der Protoconid-Hinterarm vor Erreichen des Zahnrandes mit dem Mesolophid in Verbindung (Taf. 1, Fig. 10–13; Abb. 12, Fig. 6, 8). An einem stark abgekauten Zahn sind der Protoconid-Hinterarm und das Mesolophid etwa halblang. Selten (2 Zähne, Taf. 1, Fig. 9) ist der Protoconid-Hinterarm sehr kurz, während das Mesolophid schräg vorwärts verläuft und bis zum lingualen Zahnrand reicht (diese Erscheinung kann man auch bei *E. medius* beobachten). An einem Zahn erscheinen Protoconid-Hinterarm und Mesolophid halblang (Abb. 12, Fig. 3), tatsächlich erreicht aber der Protoconid-Hinterarm den Zahnrand. Das normalerweise halblange Mesolophid ist, wie oben bereits

erwähnt, oft kürzer als der Protoconid-Hinterarm; nur an 2 Zähnen verläuft es bis zum Zahnrand. An 2 Stücken (Taf. 1, Fig. 7; Abb. 12, Fig. 4) fehlt das Mesolophid (wie bei *E. medius*).

Das Ectomesolophid besteht fast an allen Zähnen. Es ist deutlich ausgebildet (5 Zähne, Abb. 12, Fig. 3), mäßig (12 Zähne) oder schwach (5 Zähne) entwickelt. Der Hypoconid-Hinterarm ist nur an 3 von 24 Zähnen vorhanden und lehnt sich immer an das Posterolophid an (Taf. 1, Fig. 12–13). Das niemals unterbrochene Ectolophid verläuft häufig schräg rückwärts.

M_2 (Taf. 3, Fig. 4–7; Abb. 14, Fig. 20–21): Der Protoconid-Hinterarm ist meist lang. Er verläuft normalerweise schräg rückwärts bis nahe an die von der Spitze des Metaconids herabziehenden Kante, mit der er an 3 Zähnen in Verbindung steht (Abb. 14, Fig. 21), er verläuft immer nahe dem Metaconid. An einem Zahn, an dem das Mesolophid fehlt, ist er transversal gerichtet und mündet senkrecht in das Ectolophid ein. Das Mesolophid, das an 14 Zähnen vorhanden ist, ist halblang (7 Zähne) oder sehr kurz; an 5 Stücken fehlt es. Mit Ausnahme von nur einem Zahn, an dem das Mesolophid mit dem Protoconid-Hinterarm in sehr schwacher Verbindung steht, sind die beiden Grate voneinander getrennt.

Das Hypolophulid ist an einem Zahn eingeschnürt, an einem anderen endet es frei. Während der Hypoconid-Hinterarm an 13 Zähnen fehlt, ist er an 6 Zähnen vorhanden, an denen er sich immer an das Posterolophid anlehnt (Taf. 3, Fig. 5–7). Das Ectolophid ist wie am M_1 entwickelt. Das Ectomesolophid ist meist sehr schwach (11 Zähne). An einem Zahn ist es mäßig, an einem anderen Zahn stark entwickelt. An 6 Zähnen fehlt es. Im Sinusid befindet sich am Zahnrand manchmal ein Ectomesostylid.

M_3 (Taf. 3, Fig. 8–9; Abb. 14, Fig. 22): Die dritten Unterkiefermolaren von *Eumyarion* wurden wegen des Problems einer sicheren Zuordnung zu den beiden Arten bereits bei der Beschreibung von *E. bifidus* mitbehandelt.

M^1 (Taf. 2, Fig. 9–12; Abb. 14, Fig. 12–14): Die Labialseite der Krone ist gerade. Der Anterosinus ist durch ein am Labialabhang des Anteroconus herabziehendes, auffälliges Cingulum begrenzt; der Mesosinus ist ebenfalls abgeriegelt. Der linguale Zahnrand ist gerade oder etwas konvex.

Der Anteroconus ist kurz und auf der Lingualseite nicht von der übrigen Krone abgesetzt. Normalerweise ist er ein transversal gestreckter, jochförmiger Höcker. In 12 Fällen ist er leicht geteilt, nur an einem Zahn ist er deutlich zweigeteilt (Taf. 2, Fig. 12). An den beiden Enden des Anteroconus befindet sich jeweils ein rückwärts gestreckter Sporn. Der labiale ist in der Regel mit dem vorderen Quersporn verbunden; der linguale geht in den Protoconus-Vorderarm über, der an 11 Zähnen eingeschnürt ist. Sehr oft gibt es ein von dem Lingualende des Anteroconus herabziehendes, bis zur vorderen Basis des Protoconus verlaufendes Cingulum, das den zwischen Anteroconus und Protoconus liegenden Protosinus abdämmt (Taf. 2, Fig. 9, 11–12; Abb. 14, Fig. 12, 14). In 3 Fällen ist dieses Cingulum verkümmert und wird durch ein oder zwei Höckerchen ersetzt (Taf. 1, Fig. 11; Abb. 14, Fig. 13); an einem Zahn ist es geschwollen. An der Basis des Anteroconus (unterhalb des Labialteils) beobachtet man oft (14 Zähne) ein warzenförmiges Höckerchen (Taf. 2, Fig. 9–11), das an einem Zahn länglich ausgezogen ist (Abb. 14, Fig. 14).

Der vordere Quersporn ist variabel. In 12 Fällen ist er ein vom Lingualsporn des Anteroconus oder von der Verbindungsstelle von Anteroconus und Protoconus ausgehender, transversal verlaufender einfacher Grat – VQ I (Taf. 2, Fig. 9). In 6 Fällen geht er von der Labialseite des Protoconus aus und verläuft schräg labialwärts (VQ II); er ist sehr oft unterbrochen (Taf. 2, Fig. 10; Abb. 14, Fig. 12). In 2 Fällen befindet sich hinter einem kurzen, transversal verlaufenden vorderen Quersporn (VQ I), der eine Verbindung zwischen den beiden Spornen des Anteroconus bildet, noch ein ganz kurzer VQ II (Taf. 2, Fig. 11). An einem Zahn (1979 XVI 906) ist hinter dem kurzen VQ I der VQ II unterbrochen. An einem anderen Zahn sind beide vorderen Quersporne (VQ I + VQ II) vorhanden; sie verbinden sich nach ihrer Entstehung miteinander (Abb. 14, Fig. 14). In allen zuvor erwähnten Fällen ist der vordere Quersporn mit dem Labialsporn des Anteroconus verbunden. Nur an einem Zahn erreicht er den Labialrand (Abb. 14, Fig. 12). Oft erstreckt er sich nur zwischen den beiden rückwärts gerichteten Anteroconus-Spornen.

Der vom Paraconus aus rückwärts gerichtete Ectoloph ist bei den meisten Zähnen deutlich entwickelt, an 8 Zähnen (meistens abgekaut) ist er andeutungsweise entwickelt. Der Protolophulus ist in 3 Fällen am Lingualende eingeschnürt, der Hypolophulus sehr oft.

Der Mesoloph ist meistens lang und verläuft transversal. An einem Zahn berührt er die Rückseite des Paraconus (Taf. 2, Fig. 10); an den anderen tendiert er gegen den Metaconus, mit dem er sich – mit Ausnahme von 4 Zähnen, an denen der Mesoloph etwas kürzer ist – verbindet. Nur in 2 Fällen erreicht er den Zahnrand (Abb. 14, Fig. 12). Das gut entwickelte Labialcingulum ist beim Anterosinus und Mesosinus nicht selten (10 Zähne) zu einem kleinen Höcker verdickt (Taf. 2, Fig. 11). Auch am Sinus befindet sich gelegentlich ein warzenförmiges Höckerchen. Oft fehlt der Entomesoloph (12 Zähne); nur an einem Zahn ist er mäßig entwickelt; an mehreren Zähnen (10) ist ein schwacher Entomesoloph vorhanden.

M^2 (Taf. 2, Fig. 13–15; Abb. 14, Fig. 15–16): Der Ectoloph ist deutlich entwickelt. Der Mesoloph ist kräftig, mäßig lang und erreicht nie den Zahnrand. In 9 Fällen verläuft er transversal und steht weder mit dem Ectoloph noch mit der von der Spitze des Metaconus herabziehenden Kante in Verbindung (Taf. 2, Fig. 14; Abb. 14, Fig. 15). In 4 Fällen verläuft der Mesoloph schräg nach vorne und vereinigt sich mit dem Ectoloph (Taf. 2, Fig. 13, 15).

An einem Zahn, an dem der Ectoloph und die Vorderkante des Metaconus ineinander übergehen, ist der Mesoloph mit beiden verbunden (Abb. 14, Fig. 16).

Der Protolophulus ist einfach. An 4 Zähnen befindet sich zwischen Mesoloph und Protolophulus auf der Labialseite des Entolophs ein kurzer, labialwärts gerichteter Sporn (Taf. 2, Fig. 13, 15); an einem von diesen steht er mit dem Hinterabhang des Paraconus in Verbindung (Taf. 2, Fig. 15), in den anderen 3 Fällen endet er frei. Der Metalophulus ist in 5 Fällen an der Verbindungsstelle mit dem Hypoconus eingeschnürt. An der Hälfte der Zähne ist ein mäßig oder schwach entwickelter Entomesoloph vorhanden.

M^3 (Taf. 3, Fig. 12–13; Abb. 14, Fig. 17–18): Die Struktur dieses Zahnes wurde von Fahlbusch (1964: 77) bereits beschrieben. An den meisten Puttenhausener Zähnen erreicht der Mesoloph den labialen Zahnrand, nur in 2 Fällen ist er etwas kürzer. An 3 Zähnen ist der Entoloph unterbrochen (Abb. 14, Fig. 17). Bei 2 Zähnen, deren Kronenmuster unterschiedliche Vereinfachungen zeigen, kann eine Zuordnung zu *E.* cf. *weinfurteri* nur mit Vorbehalt erfolgen.

Vergleiche und Beziehungen:

Im Vergleich mit den bisher bekannten Arten von *Eumyarion* stimmt die Puttenhausener Form größenmäßig gut mit *E. weinfurteri* aus Dolnice 1–3, Ořechov und Franzensbad und *E. candeloni* aus Bézian überein.

Morphologisch ähnelt sie der Art *E. weinfurteri*, unterscheidet sich aber durch die Ausbildung der Mittelsporne und des Hypoconid-Hinterarms am ersten unteren Molar von ihr. Die Puttenhausener Form ist durch folgende Merkmale gekennzeichnet: In der Regel erreicht einer der Mittelsporne – meistens der Protoconid-Hinterarm – den Zahnrand oder kommt ihm sehr nahe, während der andere kurz ist (an 23 von 24 Zähnen). Der Hypoconid-Hinterarm fehlt sehr oft (21 von 24 Zähnen).

Bei *E. weinfurteri* ist nach der Beschreibung und den Abbildungen von Fejfar (1974, S. 142–143, Abb. 21–23) der Protoconid-Hinterarm an insgesamt 16 M_1 aus Dolnice 1–3 und Ořechov in der Regel gleichlang wie das Mesolophid, und die beiden erreichen nie den Zahnrand. Der Hypoconid-Hinterarm ist kurz (9 Zähne) oder mit dem Posterolophid verschmolzen (7). Hinsichtlich der 7 M_1 von Franzensbad beschrieb Fejfar „deutliche und gleichwertige Mittelsporne, besonders deutlich entwikkelter Hypoconid-Hinterarm“. Jedoch ergab die Untersuchung dieser Zähne aus der CSSR, die mir zum Vergleich vorlagen, ein anderes Ergebnis für die Mittelsporne und den Hypoconid-Hinterarm am M_1 (vgl. Tab. 2), das möglicherweise auf den schlechten Erhaltungszustand zurückzuführen ist. So ist festzustellen, daß an den M_1 aus den älteren Schichten – Ottnangium (MN 4, Dolnice 1–3 und Ořechov) – die zwei Mittelsporne in der Regel (13 von 15 Zähnen) gleichwertig sind; außerdem ist sehr häufig ein sich an das Posterolophid anlehnender Hypoconid-Hinterarm vorhanden (7 von 11; 5 Zähne lassen die Ausbildung dieses Merkmals nicht erkennen). Dagegen ist an 4 der 6 M_1 aus der jüngeren Schicht – Karpatium (MN 5, Franzensbad) – ein bis zum Zahnrand reichender Mittelsporn ausgebildet, wie an den M_1 aus Puttenhausen; der Hypoconid-Hinterarm ist an 3 von 5 Zähnen sichtbar. Damit stehen die Franzensbader M_1 morphologisch den M_1 aus Puttenhausen sehr nahe. Bezüglich der M_2 und M^1 liegt kein wesentlicher morphologischer Unterschied vor, doch ist zu erwähnen, daß an den M_2 von *E. weinfurteri* der Protoconid-Hinterarm lang ist, aber nie den Zahnrand erreicht; nach den Abbildungen von Fejfar geht der vordere Quersporn an den meisten M^1 (5 von 7) von der Labialseite des Protoconus aus (VQ II).

Die Art *E. weinfurteri* wurde von Schaub & Zapfe (1953) anhand von zwei oberen Molaren – M^1 und M^3 – aus Neudorf (Spalte I) aufgestellt. Der für die Bestimmung von *Eumyarion*-Arten sehr wichtige M_1 wurde leider bisher in der Typlokalität noch nicht gefunden. Er wurde erstmals von Fejfar (1974) aus Franzensbad, Ořechov und Dolnice beschrieben, doch ist der Erhaltungszustand dieser Zähne nicht gut. Deshalb ist nicht festzustellen, ob *E. weinfurteri* aus Dolnice, Ořechov und Franzensbad in bezug auf den M_1 mit Neudorf übereinstimmt, obwohl die oberen Zähne einander entsprechen. Für einen eingehenderen Vergleich wäre ein größeres, neues Material aus Neudorf, auch Franzensbad, Ořechov und Dolnice notwendig. Zweifellos ist die Puttenhausener Form dem *E. weinfurteri* (im Sinne von Fejfar) sehr ähnlich. Jedoch wegen des Fehlens von M_1 aus der Typlokalität und des Unterschieds an den Mittelspornen und dem Hypoconid-Hinterarm des M_1 möchte ich die Puttenhausener Form vorläufig *E.* cf. *weinfurteri* nennen.

Nach der Beschreibung und den Abbildungen von Bulot (1978) ist die Ausbildung der Mittelsporne am M_1 von *E. candeloni* aus Bézian dem Puttenhausener M_1 sehr ähnlich. Bulot beschrieb die Mittelsporne für 5 von 7 Zähnen. Abgesehen von einem Zahn, der *E. bifidus* zugeordnet werden soll, erreicht immer einer der Mittelsporne den Zahnrand, während der andere Mittelsporn kurz ist. Jedoch fehlt der Hypoconid-Hinterarm nur an einem Zahn. Für M_2 und M^1 kann man keinen deutlichen Unterschied gegenüber der Puttenhausener Form finden. Leider hat Bulot das Material aus Bézian nicht mit *E. weinfurteri* verglichen, als er die neue Art aufstellte. Eigentlich stimmt die Form aus Bézian größenmäßig gut mit *E. weinfurteri* überein (vgl. Abb. 13) und ist auch morphologisch – neben den Mittelspornen am M_1 – *E. weinfurteri* sehr ähnlich. Deshalb soll die Form aus Bézian, wie die Puttenhausener, besser als *E.* cf. *weinfurteri* bestimmt werden, nicht als eine neue Art.

Ebenso gehören die von Freudenthal (1963) als *Cricetodon* sp. beschriebenen M_1 und M_2 aus La Romieu der Morphologie und den Maßen nach wahrscheinlich zu *E.* cf. *weinfurteri*.

Die von MEIN (1958) als *Cricetodon* cf. *helveticus* bestimmte Form aus Vieux-Collonges ist leider nur durch 2 obere Kiefer belegt, deren Zähne morphologisch mit *E.* cf. *weinfurteri* übereinstimmen, deren Maße aber etwas größer sind. Deshalb ist die Zugehörigkeit noch fraglich.

Die von FAHLBUSCH (1964) als *Cotimus* aff. *medius* (= *E.* aff. *medius*) bezeichnete Form aus der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns entstammt verschiedenen Fundstellen und stratigraphischen Niveaus: Eitensheim, Langenmoosen, Roßhaupten, Jettingen, Gündlkofen und Oggenhof.

Die Langenmoosener Zähne nehmen den überwiegenden Teil des Materials ein. Sie stimmen im wesentlichen mit *E. weinfurteri* und *E.* cf. *weinfurteri* überein. Leider ist kein M_1 vorhanden. FEJFAR (1974: 146) hielt die Langenmoosener Form für „*C.* aff. *latior*", die eine vermittelnde Stellung zwischen *E. weinfurteri* und *E. latior* einnimmt. Nach meiner Beobachtung kann ich nur sagen, daß die Langenmoosener Form *E. weinfurteri* und *E.* cf. *weinfurteri* nahesteht. Aber einige M^1 und M_2 sind größer sowohl als die Puttenhausener Form als auch *E. weinfurteri*. Der Hypoconid-Hinterarm ist an den meisten M_2 deutlich ausgebildet: An 2 Zähnen ist ein vom Posterolophid getrennter und an 6 ein sich an das Posterolophid anlehnender Hypoconid-Hinterarm vorhanden, nur an einem Zahn fehlt er. Außerdem ist der VQ II am größten Teil der M^1 vorhanden.

Der M_1 aus Oggenhof (1968 IX 35), der früher als *E. bifidus* bestimmt wurde, besitzt ein frei endendes Metalophulid und ein unterbrochenes Anterolophulid. Deshalb gehört er zur *medius*-Reihe (s. S.   ). Jedoch hat er einen frei endenden Hypoconid-Hinterarm; die Mittelsporne sind kurz, gleichwertig und reichen bis nahe an den Zahnrand; die zwischen dem Metaconid und dem Entoconid liegende Innenbucht ist sehr tief; der Zahn ist etwas größer als der von *E. weinfurteri* und *E.* cf. *weinfurteri*. Die anderen 2 M_2 und der M^1 dieser Fundstelle, die früher als *E.* aff. *medius* bestimmt wurden, stimmen metrisch mit dem *E. weinfurteri* und *E.* cf. *weinfurteri* gut überein. Aber am M_2 ist ein an das Posterolophid angelehnter Hypoconid-Hinterarm und am M^1 ein VQ II vorhanden. Wahrscheinlich gehören alle diese Oggenhofer Zähne zu *E.* aff. *latior* (im Sinne von FEJFAR).

Aus Roßhaupten sind 2 M_1 vorhanden. Der Morphologie und den Maßen nach betrachte ich sie als *E.* cf. *weinfurteri*: Der Protoconid-Hinterarm erreicht den Zahnrand, das Mesolophid ist etwa halblang; der Hypoconid-Hinterarm ist an einem Zahn (1959 XXV 75) klein und endet frei, an dem anderen Zahn (1959 XXV 113) ist er mit dem Posterolophid verschmolzen. An dem einzigen M_2 aus der Fundstelle erreicht der Protoconid-Hinterarm den Zahnrand, und es fehlen das Mesolophid und der Hypoconid-Hinterarm.

Ein M_1 aus Gündlkofen (1952 XVII 26), der früher als *E. bifidus* bestimmt wurde, soll dem Zahnbau und den Maßen nach auch *E.* cf. *weinfurteri* zugeordnet werden.

Das mir zur Verfügung stehende, noch nicht bearbeitete Material aus Sandelzhausen (mein Dank gebührt Herrn Prof. Dr. FAHLBUSCH, der mir gestattete, das Material zu studieren und hier zu erwähnen) stimmt morphologisch und metrisch mit dem von *E.* cf. *weinfurteri* aus Puttenhausen überein: An 2 von 3 M_1 fehlt der Hypoconid-Hinterarm; immer einer der Mittelsporne erreicht den Zahnrand, der andere steht mit ihm ganz oder fast in Verbindung. Die Besonderheit ist: Ein M_2 ist etwas länger; an einem M^1 fehlt der rückwärts gerichtete Sporn des labialen Anteroconushügels.

Das Material aus Jettingen (1 M_2 und 1 M^2) und Eitensheim (1 M^2) ist sehr gering. Aber es stimmt größenmäßig und morphologisch mit *E. weinfurteri* und *E.* cf. *weinfurteri* überein.

Weil *E.* aff. *medius* aus der OSM Bayerns (der größte Teil) sowohl morphologisch als auch metrisch mit *E.* cf. *weinfurteri* besser als mit *E. medius* übereinstimmt, nennen wir sie eher *E.* cf. *weinfurteri* als *E.* aff. *medius*.

Außerhalb der oben erwähnten Funde ist der M_1 aus Vermes (ENGESSER, 1972, Abb. 111, Fig. 8) den von Puttenhausen identisch (neue Materialien dieser Lokalität, die von ENGESSER et al. [1981] beschrieben wurden, konnten hier nicht im Detail berücksichtigt werden). Die in Port-la-Nouvelle (MN 4) gefundenen, als *E.* aff. *medius* bestimmten M^2 und M_2 (AGUILAR, 1980, S. 173, Taf. 5, Fig. 21–22) und der aus Veyran (MN 5) als *Eumyarion* sp. bestimmte M_2 (S. 173, Taf. 3, Fig. 14) soll auch *E.* cf. *weinfurteri* oder *E. weinfurteri* angehören, weil die Maße in den Größenvariationsbereich der zwei Formen fallen und beiden M_2 der Hypoconid-Hinterarm fehlt.

Zum Vergleich mit *E. medius* aus Sansan (Material des Naturhistorischen Museums Basel) habe ich für jeden Zahn ca. 100 Exemplare untersucht. Hier möchte ich eine Beschreibung des *E. medius* geben, um ihn mit *E.* cf. *weinfurteri* und *E. weinfurteri* vergleichen zu können.

M_1 (Taf. 1, Fig. 14–19; Abb. 14, Fig. 8): Das Metalophulid ist immer vorhanden, aber an 27 Zähnen kurz und vom Anterolophulid weit getrennt bis isoliert (Taf. 1, Fig. 16–18); an 11 Zähnen steht es dem Anterolophulid sehr nahe, aber noch nicht mit ihm in Verbindung. An den übrigen 61 Zähnen ist es lang und mündet in das Anterolophulid ein (Taf. 1, Fig. 14–15; Abb. 14, Fig. 8) oder endet frei (Taf. 1, Fig. 19). An einem von 100 Zähnen ist das Ende des Metalophulids gegabelt. Das Verhältnis ist wie bei *E.* cf. *weinfurteri* aus Puttenhausen (vgl. Tab. 2).

Das Anterolophulid ist an 39 Zähnen unterbrochen (Taf. 1, Fig. 19), und an 19 Zähnen fehlt der Vorderteil des Grates (Taf. 1, Fig. 14). Eine derartige Unterbrechung besteht immer, wenn das Metalophulid in das Anterolophulid einmündet. Neben nur 2 Zähnen ist das Anterolophulid immer lingualwärts gebogen. Es verläuft nach vorne und mündet in das Anteroconid auf seiner Hinter-

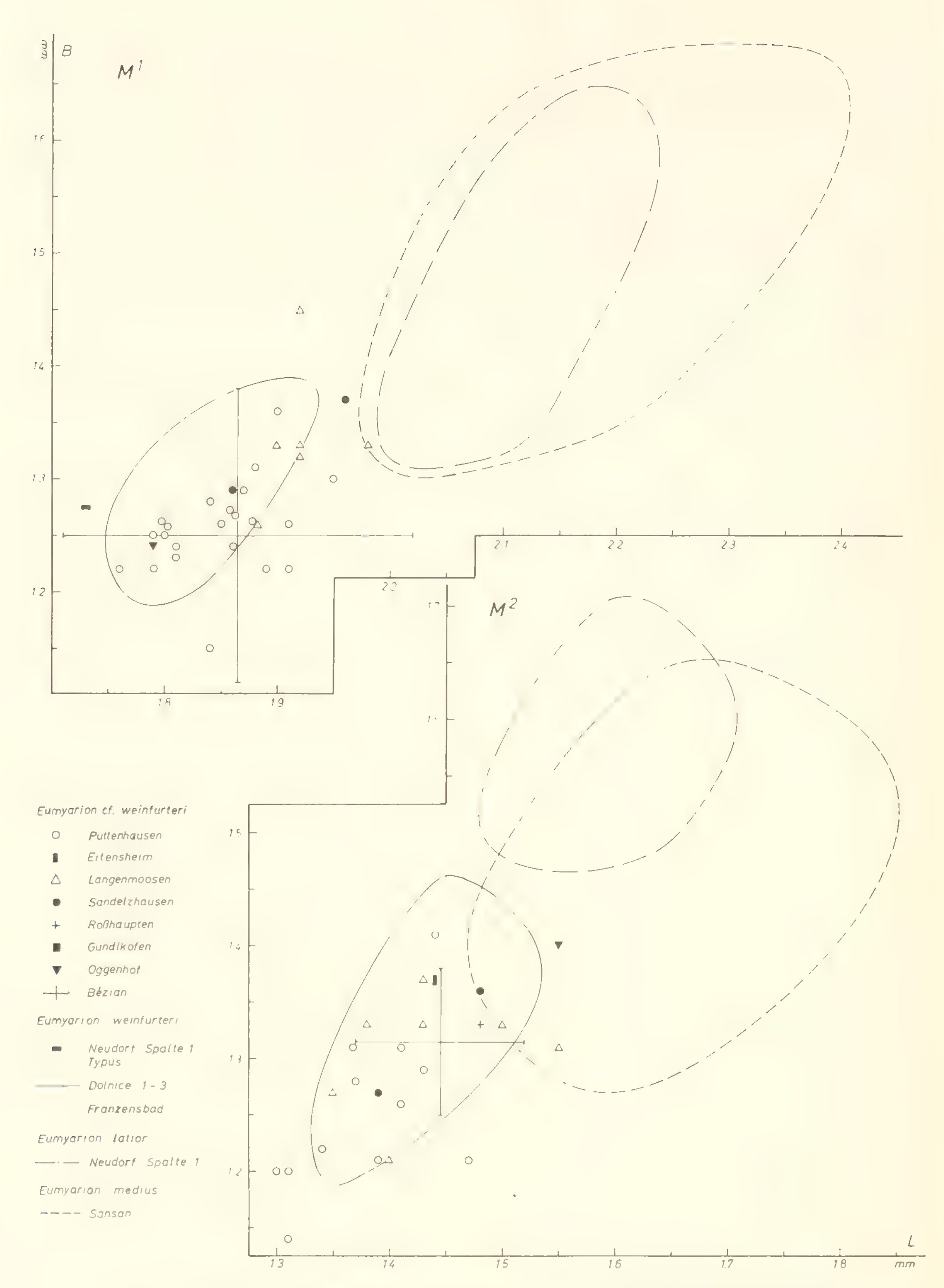
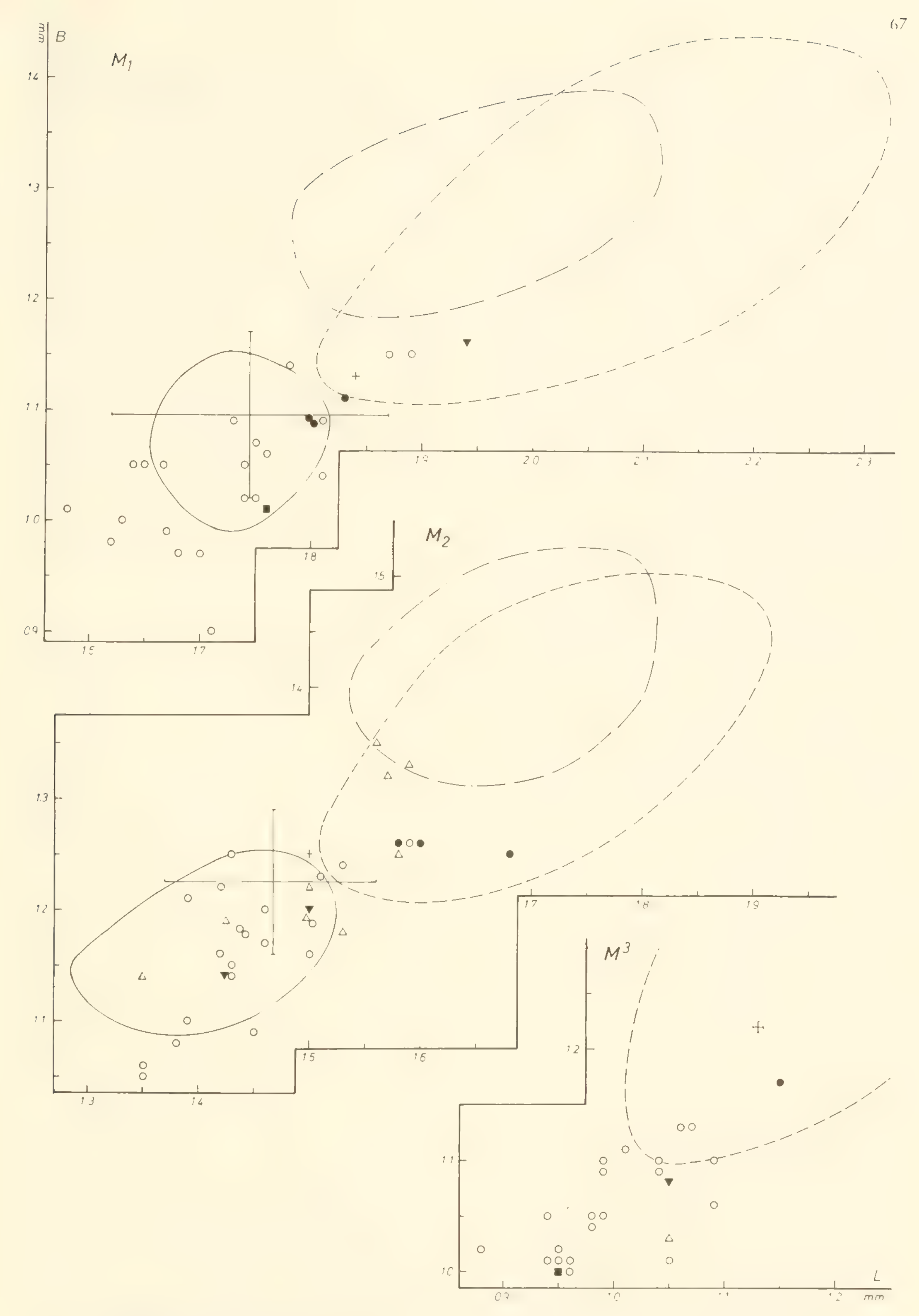


Abb. 13: Längen-Breiten-Diagramme für die Molaren von *E.* cf. *weinfurteri* aus Puttenhausen. Zum Vergleich die Längen-Breiten-Diagramme derselben Art aus Eitensheim, Langenmoosen ?, Sandelzhausen, Roßhaupten, Gündlkofen und Oggenhof ? (nach FAHLBUSCH 1964) sowie die Variationsbereiche von *E.* cf.



weinfurteri aus Bézian (nach BULOT 1978) und *E. weinfurteri* aus Dolnice 1–3 und Franzensbad (nach FEJFAR 1974), die Variationsbereiche von *E. latior* aus Neudorf Spalte 1 und 2 (nach FEJFAR 1974) und von *E. medius* aus Sansan (nach Material des Museums Basel).

seite oder dessen Lingualende. An der Stelle, die dem Metalophulid gegenüber liegt, ist das Anterolophulid immer geschwollen, gelegentlich ist die Schwellung so stark, daß auf seiner Labialseite ein Sporn sich entwickelt; an einem Zahn zieht dieser Sporn bis zum Zahnrand.

An 40 Zähnen befindet sich eine Kante am labialen Hinterabhang des Metaconids, sie steht normalerweise mit dem Protoconid-Hinterarm in Verbindung (Taf. 1, Fig. 16, 18). Immer einer der Mittelsporne erreicht den lingualen Zahnrand und steht dort mit der von der Spitze des Metaconids herabziehenden Kante in Verbindung. An den meisten Zähnen (56) ist nur ein Mittelsporn – Protoconid-Hinterarm – ausgebildet (Taf. 1, Fig. 14; Abb. 14, Fig. 8), der in der Regel transversal verläuft und bis zum Zahnrand reicht. An 14 Zähnen ist der Mittelsporn mit zwei ganz kurzen „Füßen" versehen, zwischen denen sich ein winziger Trichter befindet (Abb. 14, Fig. 8).

An 13 Zähnen reicht der Protoconid-Hinterarm bis zum Zahnrand, dahinter ist noch ein ganz kurzes Mesolophid ausgebildet (Taf. 1, Fig. 15). An 7 Zähnen reicht das Mesolophid bis zum Zahnrand, davor befindet sich noch ein ganz kurzer Protoconid-Hinterarm (Taf. 1, Fig. 16–17). An 10 Zähnen erreicht der Protoconid-Hinterarm (5 Fälle) oder das Mesolophid (5 Fälle) den lingualen Zahnrand; es verbindet sich jeweils der längere Mittelsporn mit dem kürzeren (Taf. 1, Fig. 18–19).

Das Ectolophid ist niemals unterbrochen. Das Ectomesolophid ist an 71 Zähnen stark oder mäßig entwickelt, an 18 Zähnen schwach, an 11 Zähnen fehlt es. Nur an einem schwach abgekauten Zahn befindet sich ein selbständiger, aber sich an das Posterolophid anlehnender Hypoconid-Hinterarm (Taf. 1, Fig. 19); an 8 frischen Zähnen ist ein sehr schwacher Hypoconid-Hinterarm angedeutet, der aber schon bei geringer Abkauung ganz verschwinden würde.

M_2 (Abb. 14, Fig. 9–10): Der Protoconid-Hinterarm verläuft in der Regel transversal oder wenig rückwärts und bis zum lingualen Zahnrand, wo er meistens mit der von der Spitze des Metaconids herabziehenden Kante verbunden ist. Selten erreicht er den Zahnrand nicht. Meistens fehlt das Mesolophid. Es ist sehr kurz und an 8 Zähnen mit dem Protoconid-Hinterarm verbunden; an 11 Zähnen endet es frei.

Der Hypoconid-Hinterarm ist sehr stark verkümmert. An 24 frischen Zähnen kann man am Posterolophid noch einen Überrest des Hypoconid-Hinterarms beobachten, nur an 3 Zähnen ist er vom Posterolophid getrennt. An einem Zahn ist ein gut entwickelter Hypoconid-Hinterarm (Abb. 14, Fig. 10) ausgebildet. Das Ectolophid verläuft fast parallel den Zahnrändern oder schräg rückwärts. Ein Ectomesolophid kann nur an 6 Zähnen beobachtet werden. Es ist sehr schwach, und an 2 Zähnen verläuft es bis zum labialen Zahnrand.

M_3 (Abb. 14, Fig. 11): An allen 103 Zähnen verlaufen der Protoconid-Hinterarm und das Hypolophulid parallel und stehen nahe beieinander. Mit Ausnahme von nur 4 Zähnen, an denen der Protoconid-Hinterarm kurz ist, verläuft er bis zum lingualen Zahnrand. Das Ectolophid verläuft immer diagonal nach hinten. Einen sehr stark verkümmerten Hypoconid-Hinterarm kann man nur an 3 Zähnen noch beobachten. Das Ectomesolophid fehlt immer.

M^1 (Abb. 14, Fig. 1–3): Der Anteroconus ist gestreckt und jochförmig. An 86 von 104 Zähnen ist die Spitze des Anteroconus deutlich geteilt. An 2 Zähnen sind die beiden Höckerchen ganz getrennt (Abb. 14, Fig. 3). Mit Ausnahme von 4 Zähnen ist der labiale Zahnrand gerade. Der Anterosinus ist am Zahnrand von einem vom Labialabhang des Anteroconus herabziehenden Cingulum abgedämmt, ebenso ist der Mesosinus labialwärts geschlossen. An 79 Zähnen ist ein vom Lingualabhang des Anteroconus herabziehendes Protosinus-Cingulum ausgebildet, das bis zur vorderen Basis des Protoconus reicht und den Protosinus abdämmt (Abb. 14, Fig. 1–2). An 25 Zähnen ist das Cingulum verkümmert, es bleibt nur ein Höckerchen an der Basis des Protosinus übrig (Abb. 14, Fig. 3). An 3 Zähnen fehlt es.

Der Mesoloph verläuft transversal bis nahe an den labialen Zahnrand. Selten (3 Zähne) ist er kurz (Abb. 14, Fig. 3). Er ist oft dem Metaconus genähert oder mit ihm verbunden (Abb. 14, Fig. 2). An 10 Zähnen ist er mit dem Ectoloph verbunden. In der Regel ist der Ectoloph gut entwickelt.

An 39 Zähnen entsteht der vordere Quersporn deutlich aus der Labialseite des Lingualhügels des Anteroconus (VQ I), an 58 Zähnen aus der Verbindungsstelle von Anteroconus und Protoconus (VQ I). Nur an 3 Zähnen ist er die Verlängerung des Protoconus-Vorderarms (VQ II). An einem Zahn fehlt der Quersporn. An 3 Zähnen befindet sich neben dem VQ I noch ein aus der Labialseite des Protoconus hervorragender kurzer Sporn. Der vordere Quersporn erreicht an 21 Zähnen den labialen Zahnrand (Abb. 14, Fig. 2), an 13 Zähnen ist er etwas kürzer (Abb. 14, Fig. 3). An den anderen 7 Zähnen beobachtet man in der Verlängerung des vorderen Quersporns ein isoliertes Höckerchen, das wahrscheinlich einen langen vorderen Quersporn andeutet (Abb. 14, Fig. 1). An den übrigen 63 Zähnen erstreckt er sich nur zwischen den rückwärts gerichteten Spornen der beiden Anteroconushügel.

An 60 Zähnen ist am Rand des Sinus ein deutliches Höckerchen ausgebildet (Abb. 14, Fig. 2). An 26 Zähnen befindet sich ein mehr oder minder deutliches Höckerchen an der vorderen Basis des Anteroconus (Abb. 14, Fig. 1). An mehreren Zähnen kann man beobachten, daß das Höckerchen die Verlängerung des Labialcingulums ist (Abb. 14, Fig. 3).

M^2 (Abb. 14, Fig. 4): In der Regel fehlt der linguale Anteroloph, nur an 6 Zähnen ist er als ein schwaches Cingulum ausgebildet. Der Protolophulus ist einfach. An ei-

Tabelle 2

a

Muster (Art / Lokalität)	E. medius		E. cf. weinfurteri		E. weinfurteri												E. [illegible]	
	Sansan		Puttenhausen		Neudorf Typlokalität		Franzensbad		Orechov		Dolnice 3		Dolnice 2		Dolnice 1		Bezian	
	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
Mtld, Mtcd, Alpld, Acd, Prcd	23	23	4	16.6	?		1	14			1	16.7			1	33.3		
	38	38	1	4.2	?													
	1	1	2	8.3	?													
	19	19			?				1	20	1	16.7			1	33.3	1	17
	10	10	1	4,2	?													
	8	8	3	12,5	?													
	1	1	2	8	?						1	16.7						
			1	4.2														
			8	33.3	?		6	86	4	80	1	16.7	1	100	1	33.3	1	17
			1	4.2	?						2	33.3						
Unklar			1	4.2													4	66
Summe	100	100	24	100			7	100	5	100	6	100	1	100	3	100	6	100

b

Muster	Sansan n	Sansan %	Puttenhausen n	Puttenhausen %	Neudorf n	Neudorf %	Franzensbad n	Franzensbad %	Orechov n	Orechov %	Dolnice 3 n	Dolnice 3 %	Dolnice 2 n	Dolnice 2 %	Dolnice 1 n	Dolnice 1 %	Bezian n	Bezian %
Mtcd, End, Prcd-Hm, Prcd, Hcd	56	56	2	8.3														
	14	14																
Prcd-Hm, Msld	7	7	2	8.3			3	43	1	20					1	33	2	33
	13	13	6	25			1	14									1	17
	[illegible]	[illegible]	8	33.3													1	17
			4	16.7														
			1	4.2			2	29	4	80	6	100	1	100	2	67		
Unklar			1	4.2			1	14									2	33
Summe	100	100	24	100			7	100	5	100	6	100	1	100	3	100	6	100

c

Muster	Sansan n	Sansan %	Puttenhausen n	Puttenhausen %	Neudorf n	Neudorf %	Franzensbad n	Franzensbad %	Orechov n	Orechov %	Dolnice 3 n	Dolnice 3 %	Dolnice 2 n	Dolnice 2 %	Dolnice 1 n	Dolnice 1 %	Bezian n	Bezian %
End, Postld, Hcd	99	99	21	87.5			2	29							2	67	1	17
Hcd-Hm	1	1	3	12.5			3	42			5	83	1	100	1	33	5	83
Unklar							2	29	5	100	1	17						
Summe	100	100	24	100			7	100	5	100	6	100	1	100	3	100	6	100

Tabelle 2: Schematische Darstellung des Zahnbaus am M_1 von *E. medius* (LARTET), *E.* cf. *weinfurteri* (SCHAUB & ZAPFE) aus verschiedenen Fundstellen. a) Die Verbindungsweise des Metalophulids und des Anterolophulids im Vorderteil des Zahnes. b) Die Länge und Verbindungsweise des Protoconid-Hinterarms und des Mesolophids im Mittelteil des Zahnes. c) Der Entwicklungsgrad des Hypoconid-Hinterarms im hinteren Teil des Zahnes.
Abkürzungen: acg = Anteroconid, Mtcd = Metaconid, End = Entoconid, Hcd = Hypoconid, Alpld = Anterolophulid, Mtld = Metalophulid, Postld = Posterolophid, Prcd-Hm = Protoconid-Hinterarm, Hcd-Hm = Hypoconid-Hinterarm.

nem Zahn ist der Überrest eines Protoconus-Vorderarms vorhanden. Der Mesoloph verläuft transversal bis nahe an den labialen Zahnrand, bei einigen Zähnen bis zum Zahnrand. Er ist immer dem Paraconus genähert. Der Ectoloph ist meistens gut entwickelt und an 69 Zähnen mit dem Mesoloph verbunden.

M^3 (Abb. 14, Fig. 5–7): Der Mesoloph ist lang; abgesehen von einem Zahn erreicht er immer den Zahnrand. Der Ectoloph ist meistens gut entwickelt und mit dem Mesoloph verbunden. Der Entoloph ist stets geradlinig. Die Lingualgrube ist in der Regel oval und ungeteilt, aber das vordere Grübchen ist kleiner als das hintere (Abb. 14, Fig. 6–7). Der linguale Anteroloph fehlt immer.

Zum Vergleich des *E. medius* mit *E.* cf. *weinfurteri* und *E. weinfurteri* stellen wir die folgenden zwei Tabellen auf (Tab. 2–3)

Tabelle 3

		E. medius Sansan	*E.* cf. *weinfurteri* Puttenhausen, Bézian	*E. weinfurteri* Orechov, Dolnice 1–3
M_1	Mittelsporne (Msp)	einer der Msp (meistens Prcd-Hm) erreicht immer den Zahnrand; an den meisten Zähnen ist der andere ganz kurz oder verschwunden. Nur an wenigen Zähnen sind beide deutlich ausgebildet, sie verbinden sich meistens miteinander.	sehr oft erreicht einer der Msp (meistens Prcd-Hm) den Zahnrand, der andere ist etwa halblang. An wenigen Zähnen sind beide halblang oder ist nur ein Msp vorhanden.	an den meisten Zähnen sind beide Msp halblang, nur sehr selten erreicht einer der Msp den Zahnrand.
	Hypoconid-Hinterarm (Hcd-Hm)	mit wenigen Ausnahmen ist der Hcd-Hm verschwunden	an einigen Zähnen vorhanden	an den meisten Zähnen vorhanden
	Anterolophulid (Alpld)	an den meisten Zähnen vollständig	oft fehlend oder unterbrochen	überwiegend fehlend oder unterbrochen
M_2	Mittelsporne (Msp)	mit ganz wenigen Ausnahmen erreicht der Prcd-Hm den Zahnrand und fehlt das Mesolophid	Prcd-Hm meistens lang, reicht nahe oder ganz bis zum Zahnrand. Meistens ist noch ein kurzes Mesolophid vorhanden	Prcd-Hm meistens lang, erreicht aber nie den Zahnrand. An wenigen Zähnen sind beide gleichwertig. An einigen Zähnen ist das Mesolophid verschwunden
	Hypoconid-Hinterarm (Hcd-Hm)	mit wenigen Ausnahmen fehlt der Hcd-Hm	an einigen Zähnen vorhanden	an einigen Zähnen vorhanden
M^1	Vorderer Quersporn II	VQ II nur an ganz wenigen Zähnen vorhanden	an mehreren Zähnen vorhanden	an mehreren Zähnen vorhanden

Aus den beiden Tabellen ergibt sich ein deutliches Bild der Entwicklungstendenz von *E. weinfurteri* über *E.* cf. *weinfurteri* bis zu *E. medius* im Laufe des Zeitraums von MN 4 bis MN 6:

1. Mittelsporne: In MN 4 sind die Mittelsporne am M_1 meist gleichwertig und erreichen den Zahnrand sehr selten. Im Laufe der Zeit wird einer der Sporne – meistens der Protoconid-Hinterarm – länger und erreicht den Zahnrand; danach vereinigen sich die beiden Mittelsporne miteinander oder einer der Sporne – meistens das Mesolophid – verschwindet. Diese Entwicklung beginnt schon in MN 4, bei *E. medius* (MN 6) ist sie mehr oder weniger abgeschlossen. Nur gelegentlich ist die Vereinigung der Mittelsporne oder das Verschwinden eines der beiden noch unvollständig, so daß einer von ihnen noch als Überrest erhalten bleibt.
2. Der Hypoconid-Hinterarm wird allmählich reduziert.
3. Das Anterolophulid am M_1 wird im Laufe der Zeit vervollständigt.
4. Der vorder Quersporn II wird allmählich durch den vorderen Quersporn I ersetzt.

Die Tabellen zeigen uns, daß in ungefähr gleichzeitig auftretenden Populationen die Entwicklungsniveaus ein-

zelner Merkmale verschieden sind. Auch ist die Entwicklungsgeschwindigkeit bei der Veränderung der einzelnen Merkmalskomplexe oder Kronenelemente nicht gleichmäßig und parallel laufend. Beispielsweise erreicht bei *E.* cf. *weinfurteri* aus Bézian (MN 4) einer der Mittelsporne schon den Zahnrand, gleichzeitig ist aber der Hypoconid-Hinterarm noch sehr oft vorhanden. Außerdem kann das ,,primitive" Merkmal in jüngeren Populationen als Überrest beibehalten werden und auch das ,,progressive" in älteren Populationen als Vorläufer erscheinen. Bei der Zusammenstellung von M_1 aus Puttenhausen und Sansan zu morphologischen Reihen (Taf. 1, Fig. 7–19) zeigt sich, daß jeweils Einzelzähne von *E.* cf. *weinfurteri* und *E. medius* sich einander entsprechen. Einerseits liegen im Puttenhausener Material Molaren vor (vgl. Taf. 1, Fig. 7), an denen das Mesolophid und der Hypoconid-Hinterarm verschwunden sind und der vereinigte einfache Mittelsporn (Protoconid-Hinterarm) bis zum Zahnrand verläuft. Diese Zähne erreichen schon das Entwicklungsniveau des *E. medius*. Andererseits bleiben die altertümlichen Merkmale noch an einigen Zähnen von *E. medius* erhalten, z. B. mit den Überresten eines Mittelsporns und eines Hypoconid-Hinterarms (Taf. 1, Fig. 19). Diese Zähne bleiben noch auf dem altertümlichen Entwicklungsniveau des *E.* cf. *weinfurteri*. Ähnliche Beispiele kann man auch für die M_2 anführen (Abb. 14, Fig. 9, 10, 21). In der Häufigkeitsverteilung der einzelnen Merkmale bestehen jedoch zwischen den beiden Populationen deutliche Unterschiede. Daraus ergibt sich, daß *E.* cf. *weinfurteri* der direkte Vorläufer von *E. medius* sein dürfte. Dieses Ergebnis entspricht etwa der Auffassung von Fahlbusch (1964: 95).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die kleine Form aus Puttenhausen eine mit *E. weinfurteri* (sensu Fejfar) größenmäßig übereinstimmende und morphologisch sehr ähnliche Form ist. Wegen des Fehlens des M_1 von der Typlokalität Neudorf und des Unterschieds zu *E. weinfurteri* (sensu Fejfar) am M_1 wird sie vorläufig als *E.* cf. *weinfurteri* bestimmt. Morphologisch nimmt sie ein Entwicklungsstadium zwischen *E. weinfurteri* (sensu Fejfar) (MN 4–5) und *E. medius* (MN 6) ein. Bisher ist sie aus der OSM Bayerns (Eitensheim, Langenmoosen, Puttenhausen, Gündlkofen, Roßhaupten, Jettingen, Sandelzhausen), Frankreich (Bézian, Port-la-Nouvelle, Veyran) und der Schweiz (Vermes 1) bekannt. Sie tritt erstmals in MN 4 (Bézian) auf und lebt bis MN 6 (Sandelzhausen, Roßhaupten, Jettingen). Anschließend (Oggenhof, MN 7?) wird sie von einer *E. latior* ähnlichen Form ersetzt.

2.3.3 Bemerkungen über die zwei Entwicklungsreihen der Gattung *Eumyarion*

Die vorangehenden Beschreibungen zeigen uns die große Variabilität der zwei *Eumyarion*-Arten aus Puttenhausen. Jedoch ermöglicht uns das umfangreiche Material, die Merkmale der zwei Puttenhausener Formen – *E. bifidus* und *E.* cf. *weinfurteri* – einander klar gegenüberzustellen.

In seiner Arbeit äußerte Fahlbusch (1964: 129): ,,Im Genus *Cotimus* lassen sich in Europa bisher zwei Entwicklungsreihen erkennen. Die ‚*medius*-Reihe' ist durch eine allmähliche Reduktion des selbständigen Hypoconid-Hinterarms gekennzeichnet, während die ‚*bifidus*-Reihe' dieses Merkmal bis in das oberste Sarmat beibehält." Die Untersuchung der zwei Puttenhausener Formen und die zunehmenden Funde der Gattung an weiteren Fundstellen beweisen, daß die zwei Entwicklungsreihen wirklich existieren und sich gut voneinander unterscheiden lassen, aber nicht nur durch den Hypoconid-Hinterarm, sondern durch die Morphologie von allen Molaren, besonders der oberen Zähne und des unteren M_1: Der Hypoconid-Hinterarm ist bei einigen Arten der ,,*medius*-Reihe" (*E. latior* und *E. leemanni*) auch gut entwickelt. Die ,,*bifidus*-Reihe" ist monospezifisch. Dagegen umfaßt die ,,*medius*-Reihe" mehrere Arten: *E. valencianus, E. weinfurteri, E. medius, E. latior.* Die ,,*medius*-Reihe" entwickelt sich in mindestens zwei Linien. Der Zahnbau der einen Linie ist im Laufe der Zeit vereinfacht worden *(E. valencianus, E. weinfurteri, E.* cf. *weinfurteri, E. medius)*; derjenige der anderen Linie zeigt gewisse Ähnlichkeiten mit der ,,*bifidus*-Reihe" und behält manche altertümlichen Merkmale bei *(E. latior, E.* cf. *latior, E. leemanni)*. Diese Linie leitet sich wahrscheinlich von *E. weinfurteri* ab. Die nachstehende Übersicht zeigt die Hauptunterschiede zwischen den zwei Reihen (vgl. auch Taf. 1–3; Abb. 9, 12, 14).

	medius-Reihe	*bifidus*-Reihe
M^1	1. Anteroconus kurz, jochförmig, nicht von der übrigen Zahnkrone abgesetzt und selten ganz geteilt.	1. Anteroconus lang, viereckig, von der übrigen Zahnkrone abgesetzt und meist zweigeteilt.
	2. Labialer Zahnrand meistens gerade, Anterosinus von einem von dem Labialabhang des Anteroconus herabziehenden Cingulum abgedämmt, Mesosinus ebenso labialwärts geschlossen.	2. Labialer Zahnrand meistens wellig, Antero- und Mesosinus nicht von Cingula abgedämmt.
	3. Protosinus-Cingulum meistens vorhanden.	3. Protosinus-Cingulum fehlt.
	4. Ectoloph gut, mäßig oder andeutungsweise entwickelt.	4. Ectoloph meistens gut entwickelt.
	5. Vorderer Quersporn und Mesoloph erreichen selten den labialen Zahnrand.	5. Vorderer Quersporn und Mesoloph erreichen meistens den labialen Zahnrand.
M^2	1. Protolophulus einfach.	1. Protolophulus verdoppelt.
	2. Ectoloph gut, mäßig oder andeutungsweise entwickelt.	2. Ectoloph gut entwickelt.
	3. Mesoloph erreicht sehr selten den labialen Zahnrand.	3. Mesoloph erreicht meistens den labialen Zahnrand und mündet in den Ectoloph ein.
M^3	1. Lingualgrube in der Regel oval und ungeteilt.	1. Lingualgrube etwa gleichmäßig zweigeteilt.
	2. Ectoloph und Mesoloph wie am M^2.	2. Ectoloph und Mesoloph wie am M^2.
M_1	1. Metalophulid stets vorhanden, mündet in das Anterolophulid ein oder endet frei.	1. Ein richtiges Metalophulid fehlt immer; gelegentlich ist ein schwaches und niedriges M. vorhanden, das nie in das Anterolophulid einmündet.
	2. Anterolophulid fehlend, unterbrochen oder vollständig.	2. Anterolophulid fast immer vollständig.
	3. Ectolophid nie unterbrochen, häufig schräg rückwärts verlaufend.	3. Ectolophid gelegentlich unterbrochen, meistens dem labialen Zahnrand parallel verlaufend.
	4. Hypoconid-Hinterarm fehlend oder vorhanden.	
M_2	1. Hypoconid-Hinterarm fehlend oder vorhanden.	1. Hypoconid-Hinterarm stets gut ausgebildet.
	2. Ectolophid meistens schräg rückwärts verlaufend.	2. Ectolophid meistens dem labialen Zahnrand parallel verlaufend.
M_3	1. Protoconid-Hinterarm dem Hypolophulid meistens parallel laufend.	1. Protoconid-Hinterarm schräg rückwärts gerichtet.
	2. Ectolophid meistens schräg rückwärts verlaufend.	2. Ectolophid meistens dem labialen Zahnrand parallel verlaufend.

Die Tabelle und Abbildungen zeigen, daß die Unterschiede zwischen den zwei Entwicklungsreihen sehr deutlich sind, aber wegen der großen Variabilität nicht selten auch morphologische Übergänge auftreten können. Das entspricht ganz dem, was *E. Mayr* beschrieb (1963: 124): "Many species are exceedingly variable and extreme types may deviate very far from the normal appearance of the species. In fact, such extreme types may often be quite similar to the closely related species, a phenomenon that is perhaps due to the inherent potentialities within a genus..." Im folgenden wird eine Reihe von Beispielen zu den Übergängen zwischen *Eumyarion*-Arten angeführt.

Am M^1 von *E. bifidus* kann man gelegentlich ein „Cingulum" am labialen Zahnrand sehen, aber es geht nicht vom Labialabhang des Labialhügels des Anteroconus aus (Holotyp von *E. bifidus* aus Sandelzhausen, 1959 II 245, Fahlbusch, 1964: Taf. 7, Fig. 25). Am M^1 in der *medius*-Reihe kann das Protosinus-Cingulum fehlen, auch kann ein zweigeteilter Anteroconus vorhanden sein (Abb. 14, Fig. 3).

Am M^2 der *medius*-Reihe ist vereinzelt ein doppelter Protolophulus vorhanden. Ein M^2 von *E. latior* aus Neudorf (Spalte 2) besitzt einen verdoppelten Protolophulus (Fejfar, 1974: Abb. 22: 29). Aber der Protolophulus ist anders als der von *E. bifidus.* Der Protolophulus I von *E. latior* mündet in den Protoconus-Hinterarm ein, dagegen mündet er bei *E. bifidus* in den Protoconus auf der Labialseite oder in den Protoconus-Vorderarm ein. Ebenso gebaut ist ein M^2 aus Giggenhausen (1952 XIX 89; Engesser, 1972: Abb. 112).

Beim M^3 der *medius*-Reihe ist nicht selten auch eine zweigeteilte Lingualgrube vorhanden. Bei der Beschreibung von *E. medius* aus Sansan wurde bereits erwähnt, daß von 101 M^3 an 5 Zähnen eine zweigeteilte Lingualgrube vorhanden ist. Aber diese Grube unterscheidet sich wesentlich von der an *E. bifidus:* die vordere entstammt einer zusätzlichen Gratverbindung, sie ist oval, und die zusätzliche Verbindung ist schwach, oder der vordere Teil der Grube ist kleiner als der hintere (Abb. 14, Fig. 6–7). Doch bei *E. bifidus* entstammt die geteilte Grube dem verdoppelten Protolophulus, sie ist im Umriß unregelmäßig und meist gleichmäßig geteilt.

Am M_1 von *E. bifidus* kann glegentlich ein nur kleiner oder ein an das Posterolophid angelehnter Hypoconid-

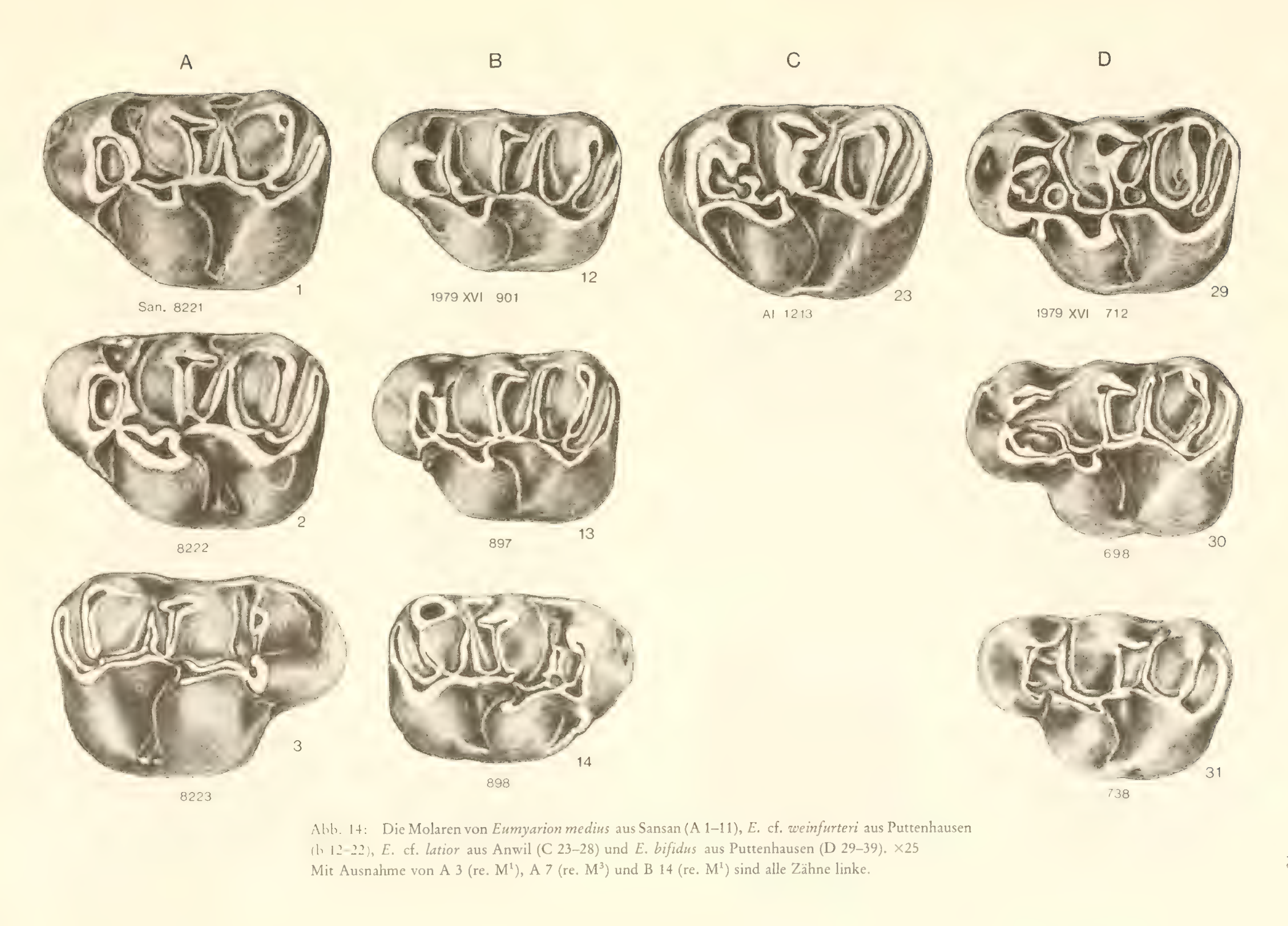


Abb. 14: Die Molaren von *Eumyarion medius* aus Sansan (A 1–11), *E.* cf. *weinfurteri* aus Puttenhausen (B 12–22), *E.* cf. *latior* aus Anwil (C 23–28) und *E. bifidus* aus Puttenhausen (D 29–39). ×25
Mit Ausnahme von A 3 (re. M^1), A 7 (re. M^3) und B 14 (re. M^1) sind alle Zähne linke.

Abb. 14 (1. Forts.)

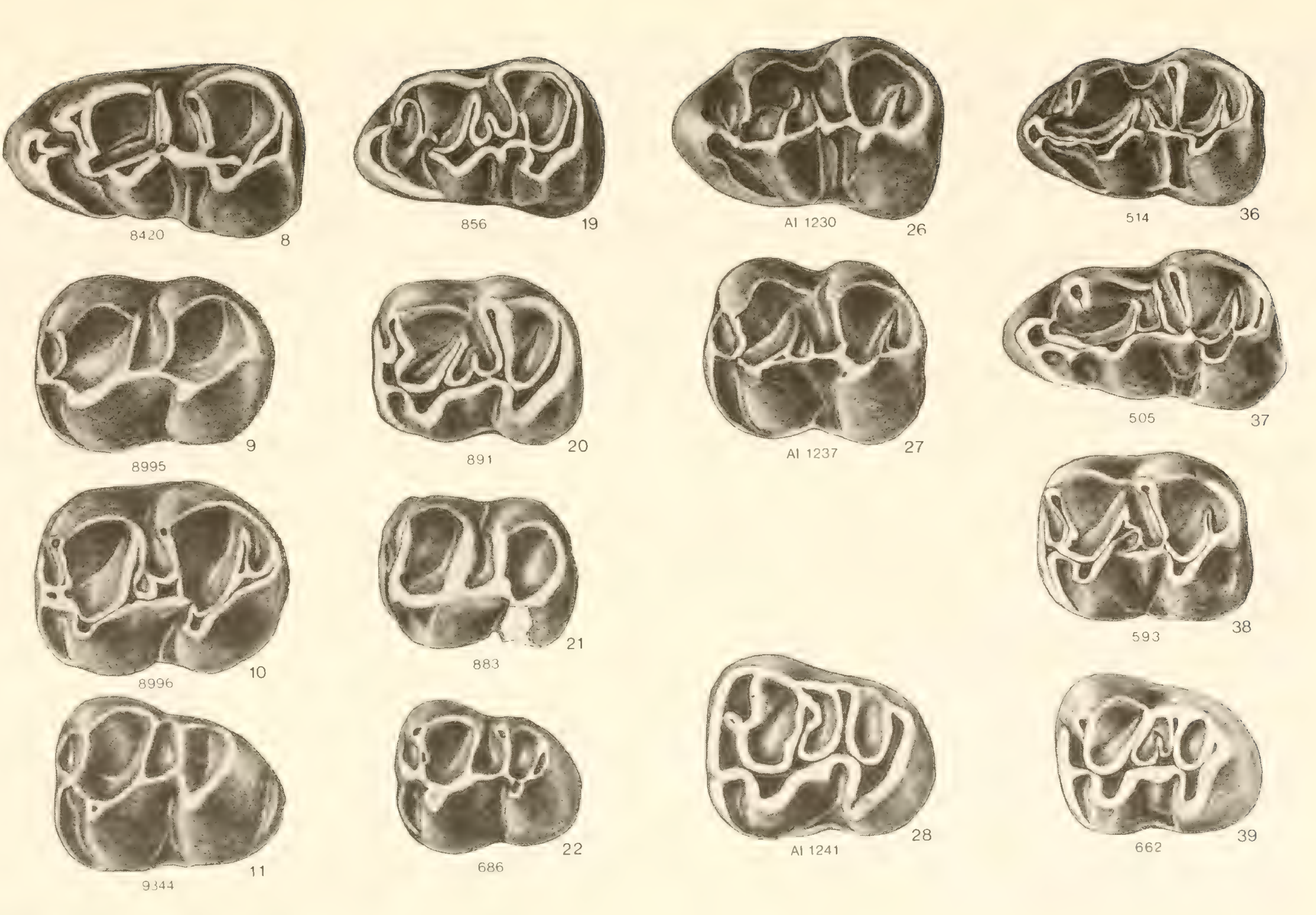


Abb. 14 (2. Forts.)

Hinterarm vorhanden sein (Taf. 1, Fig. 3, 5); gelegentlich ist ein schwaches und niedriges ,,Metalophulid" (Abb. 14, Fig. 36) vorhanden. Am M_1von *E. medius* ist selten auch ein gut entwickelter Hypoconid-Hinterarm vorhanden. (Taf. 1, Fig. 19) und nicht selten ein isoliertes Metaconid (Taf. 1, Fig. 16–18).

Bei M_2 und M_3 sind solche Übergänge noch stärker, und man kann die zwei Reihen nicht immer gut voneinander unterscheiden. Ich habe 6 Puttenhausener M_2, an denen ein sich an das Posterolophid anlehnender Hypoconid-Hinterarm vorhanden ist und das Mesolophid meist fehlt, zu *E.* cf. *weinfurteri* gestellt: an einigen von ihnen ist das Ectolophid nicht deutlich diagonal nach hinten hin gerichtet und der Hypoconid-Hinterarm sehr kräftig (1979 XVI 882, Taf. 3, Fig. 5). Demgegenüber habe ich einen anderen sehr ähnlichen M_2 (1979 XVI 613, Taf. 3, Fig. 2) zu *E. bifidus* gestellt wegen der stärkeren Trennung des Hypoconid-Hinterarms vom Posterolophid. Ein weiterer Zahn (1979 XVI 614, Taf. 3, Fig. 6) soll den allgemeinen Merkmalen nach *E. bifidus* zugeordnet werden; aber wegen des sich an das Posterolophid eng anlehnenden Hypoconid-Hinterarms wurde er als *E.* cf. *weinfurteri* bestimmt. Diese Beispiele belegen die Schwierigkeiten, welche bei der Bestimmung einzelner Zähne bestehen, die derartige Übergänge in der Merkmalskombination zeigen, so daß die artliche Zuordnung in Einzelfällen unsicher bleibt. Auch bei der Untersuchung des Materials von *E. medius* aus Sansan findet sich unter 100 M_2 ein Zahn, an dem ein rudimentäres Mesolophid und ein gut entwickelter, vom Posterolophid getrennter Hypoconid-Hinterarm vorhanden ist (Abb. 14, Fig. 10). Wenn keine stratigraphischen Anhaltspunkte und genügende Kenntnis der Fauna vorlägen, würde man den Zahn wahrscheinlch *E. bifidus* zuordnen.

Für M_3 ist es noch schwieriger, die zwei Formen auseinanderzuhalten. Die 103 M_3 von *E. medius* aus Sansan zeigen, daß an allen Zähnen der Protoconid-Hinterarm dem Hypolophulid parallel verläuft und nahe steht. Außerdem fehlen das Mesolophid und das Ectomesolophid; das Ectolophid verläuft diagonal nach hinten hin. Mit Ausnahme von 3 frischen Zähnen, an denen man einen sehr stark verkümmerten Hypoconid-Hinterarm beobachtet, fehlt dieser Grat. Ich betrachte diese Merkmale als typisch für die *medius*-Reihe.

Ich versuchte, die M_3 der zwei Puttenhausener *Eumyarion*-Arten auseinanderzuhalten. Wie schon beschrieben wurde, konnten sie auf zwei Formen verteilt werden. Eine ist dem *E. medius* ähnlich, die ich *E.* cf. *weinfurteri* zuordne; die andere hat einen mehr oder minder schräg rückwärts verlaufenden Protoconid-Hinterarm und nicht selten noch ein Mesolophid: diese ordne ich *E. bifidus* zu. Auch diese Bestimmung bleibt in Einzelfällen fraglich. Da an den meisten M_1 und M_2 von *E.* cf. *weinfurteri* noch ein deutliches Mesolophid vorhanden ist, sollte man erwarten, daß ein solches gelegentlich auch am M_3 vorkommt. Außerdem beobachtet man ein kurzes Mesolophid an einem M_3 von *E. leemanni* (Aguilar et al. 1979: Taf. 5, Fig. 9), an dem das Ectolophid auch diagonal nach hinten verläuft. Aber wenn alle Zähne von Puttenhausen, die ein diagonal verlaufendes Ectolophid und ein Mesolophid haben, *E.* cf. *weinfurteri* zugeordnet werden, wird die Zahl der M_3 von *E.* cf. *weinfurteri* im Vergleich zur Zahl der M_2 und M_1 verhältnismäßig zu groß. Doch zur Zeit scheint es mir vernünftig, die M_3 mit den typischen Merkmalen des *E. medius* zu *E.* cf. *weinfurteri* zu stellen, weil *E.* cf. *weinfurteri* ein naher Verwandter von *E. medius* ist und dementsprechend sein M_3 dem von *E. medius* morphologisch sehr ähnlich sein dürfte.

Trotz der oben angeführten morphologischen Übergänge kann man im Normalfall die zwei *Eumyarion*-Reihen nach der Zahnmorphologie – vor allem der oberen Molaren und M_1 – aueinanderhalten. Das Material aus Giggenhausen ist ein gutes Beispiel. Abgesehen von einem M^2 und einem M^3 stimmen die früher (Fahlbusch 1964) als *E. bifidus* bestimmten Zähne aus Giggenhausen morphologisch sehr gut mit denen der *medius*-Reihe überein. Am M_1 (1952 XVI 83, Fahlbusch, 1964: Taf. 7, Fig. 22) ist das Metalophulid vorhanden; der Hypoconid-Hinterarm lehnt sich an das Posterolophid an, und das Ectolophid verläuft diagonal nach hinten. Am M_2 (1952 XIV 81; 1952 XIV 84, Fahlbusch 1964, Taf. 7, Fig. 23; 1952 XIV 95, Fahlbusch 1964, Abb. 60c) sind ein nach hinten hin diagonal verlaufendes Ectolophid und ein sich an das Posterolophid anlehnender Hypoconid-Hinterarm vorhanden. Am M_3 (1952 XIV 280, Fahlbusch 1964, Abb. 61d; 1952 XIV 44) verläuft das Ectolophid diagonal nach hinten und der Protoconid-Hinterarm parallel dem Hypolophulid. Am M^1 (1952 XIV 209, Fahlbusch 1964, Taf. 7, Fig. 26) ist der Anteroconus kurz und jochförmig; der Anterosinus ist durch das vom Labialabhang des Anteroconus herabziehende Cingulum abgedämmt, der Mesosinus ist ebenso labialwärts geschlossen und das Protosinus-Cingulum ist vorhanden; Mesoloph und vorderer Quersporn sind kurz, der Ectoloph wenig entwickelt. Die oben erwähnten Stücke sind typische Zähne der *medius*-Reihe. Aber neben den normalen M^2 und M^3 der *medius*-Reihe gibt es noch einen M^2 und einen M^3, die morphologische Übergänge zeigen. An dem M^2 (1952 XIV 89 vgl. S.) ist, wie am M^2 von *E. latior* aus Neudorf (Spalte 2), ein verdoppelter Protolophus vorhanden, aber in einer für *E. bifidus* untypischen Ausbildung. Außerdem sind Mesoloph und Ectoloph in der für die *medius*-Reihe charakteristischen Weise gebaut. An dem M^3 (1952 XIV 99, Fahlbusch 1964, Abb. 62d) ist die Lingualgrube geteilt, aber unvollständig, und oval; der Mesoloph ist ganz kurz, der Ectoloph fehlt. So soll auch er zur *medius*-Reihe gestellt werden. Der Morphologie und den Maßen nach sind die Zähne als *E. latior* zu bestimmen.

Aufgrund der zwei Formen aus Puttenhausen – *E. bifidus* und *E.* cf. *weinfurteri* – und der weiteren *Eumyarion*-Arten ist die Auffassung von Fahlbusch über die zwei Entwicklungsreihen innerhalb der Gattung *Eumya-*

rion in Europa klar belegt. Die zwei Formen bzw. Entwicklungsreihen unterscheiden sich im wesentlichen durch die Morphologie der Zähne, vor allem der oberen Molaren und des unteren M_1, obwohl morphologische Übergänge nicht selten erscheinen. Die zwei Reihen bestanden bereits im unteren Miozän (MN 4), d. h. der Vorgang der Aufspaltung dieser Gattung in zwei Reihen erfolgte bereits vorher. Nach DE BRUIJN et al. (1979) ist *E. weinfurteri* bereits in Aliveri/Griechenland (MN 3) vorhanden. Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Formen sind die Vertreter der zwei Reihen in der OSM Bayerns. Dort lebte *E. bifidus* bis MN 7? (Oggenhof) und *E.* cf. *weinfurteri* bis MN 6 (Sandelzhausen, Roßhaupten, Jettingen). In Oggenhof (MN 7?) trat eine zwischen *E. weinfurteri* und *E. latior* stehende Form auf. In MN 8 (Giggenhausen) lebte nur noch der größere *E. latior*.

2.4 *NEOCOMETES*
SCHAUB & ZAPFE, 1953

Neocometes sp.
(Abb. 15)

Material und Maße:

1 M^3 re. 1979 XVI 1619 1,40×1,18

Beschreibung und Vergleiche (bei der Beschreibung des Zahnes übernehme ich die von FAHLBUSCH [1966: 121] verwendete Terminologie):

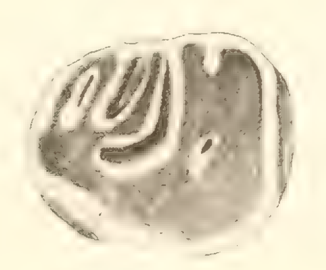
Die hintere Zahnhälfte ist reduziert und abgerundet. Der Zahn ist so stark abgekaut, daß keine Spur der Synklinale Ia zu sehen ist. Die Synklinalen I und II verlaufen transversal, die vordere ist infolge der Abkauung unterbrochen, die letztere lingual stark nach hinten umgebogen und labial geschlossen. Die etwa halblangen Synklinalen II und IV verlaufen schräg rückwärts. Größenmäßig liegt der Zahn im unteren Variationsbereich von *Neocometes brunonis*.

Soweit bislang bekannt, ist *Neocometes* eine von MN 3 (vgl. DE BRUIJN & MOLTZER 1974) bis MN 8 auftretende europäische Gattung, von der zwei Arten beschrieben wurden: *Neocometes brunonis* SCHAUB & ZAPFE, 1953 (Typlokalität: Neudorf, Spalte 1) und *Neocometes similis* FAHLBUSCH, 1966 (Typlokatität: Erkertshofen/Bayern). Die beiden Arten sind morphologisch sehr ähnlich, jedoch ist *N. similis* wesentlich kleiner als *N. brunonis*. Die Variationsbereiche der zweiten und dritten Molaren beider Arten überschneiden sich nur im geringen Umfang (FAHLBUSCH 1966: 127). 1974 beschrieb FEJFAR 5 Einzelzähne (1 M_2, 1 M_3, 2 M^1 und 1 M^2) aus Franzensbad. Größenmäßig liegen die M^1 und M^2 im Übergangsbereich der beiden Arten, die zwei unteren Molaren im untersten Größenbereich von *N. brunonis* (FEJFAR 1974: Abb. 35). Unter Berücksichtigung der Morphologie der M^1 bestimmte FEJFAR (1974: 171) diese als *Neocometes* cf. *similis*.

Aus Maßendorf (SCHÖTZ 1981), dessen Alterseinstufung durch das Auftreten von *Anomalomys minor* in MN 5 erfolgte, beschrieb SCHÖTZ neues Material von *N. similis*. Abgesehen von einem M_1, dessen Maße im unteren Variationsbereich von *N. brunonis* liegen, stimmen die Maße der vorderen zwei oberen und unteren Molaren gut mit denen von *N. similis* überein. Jedoch liegen die Maße von M^3 im untersten Variationsbereich von *N. brunonis* und obersten Variationsbereich von *N. similis*, die von M_3 zwischen den Variationsbereichen beider Arten.

Die bisherigen Belege von *Neocometes* lassen eine Größenzunahme der Zähne vom unteren Miozän (MN 3) bis zum oberen Mittelmiozän (MN 8) erkennen, doch bleibt die Zahnmorphologie im Prinzip unverändert. Die kleine Art *N. similis* beschränkt sich auf MN 3 (Rubielos de Mora II, DE BRUIJN & MOLTZER 1974), MN 4 (Erkertshofen, Dolnice 1–3, Vogelsberg/Hessen) und MN 5 (Franzensbad, Maßendorf), die große auf MN 6 (Neudorf Spalte 1 und 2) und MN 8 (Anwil).

Die normalerweise sehr seltene Gattung *Neocometes* ist in Puttenhausen nur durch einen sehr stark abgekauten M^3 belegt. Eine artliche Zuordnung dieses Zahnes ist auch nach den Maßen nicht möglich. Aber das Auftreten von *Anomalomys minor* läßt die Puttenhausener Fauna altersmäßig in MN 5 einstufen. Da *N. similis* bisher nur bis MN 5 bekannt ist (SCHÖTZ 1981), ist es wahrscheinlich, daß der Puttenhausener Zahn diese Art dokumentiert.



1979 XVI 1619

Abb. 15: *Neocometes* sp. aus Puttenhausen. re. M^3. ×25

2.5 *ANOMALOMYS*
GAILLARD, 1900
Anomalomys minor FEJFAR, 1972
(Abb. 16)

1972 *Anomalomys* nov. sp. – CICHA, FAHLBUSCH & FEJFAR: S. 136, Tab. 2.
1972 *Anomalomys minor* nov. sp. – FEJFAR: S. 168–193, Abb. 1–5.
v1980 *Anomalomys minor* FEJFAR, 1972 – SCHÖTZ: S. 119–132, Abb. 1–5.

Material und Maße:

1 M^1 sin. 1979 XVI 1620 1,35×0,91

Beschreibung und Vergleich (bei der Beschreibung des Zahnes übernehme ich die von FEJFAR [1972] verwendete Terminologie):

Der Zahn ist nur wenig abgekaut, seine äußere vordere Ecke und die Wurzeln sind abgebrochen. Die Zahnkrone ist deutlich brachyodont. Die Vorderknospe ist labial mit dem vorderen Quersporn verschmolzen, so daß die Synklinale Ia geschlossen ist. Die Synklinalen I und II, bei denen die labiale Zahnwand halb eingeschnitten ist, sind labial teilweise offen (Abb. 16c). Das Vorjoch ist lingual eingeschnürt und mündet in den Längsgrat ein. Das labiale Ende des Mesolophs ist niedriger als Paraconus und Metaconus und verbindet sich rückwärts mit dem Metaconus; lingualwärts mündet der Mesoloph in den Längsgrat ein. Das Nachjoch biegt lingual stark nach hinten um und ist mit dem Schlußcingulum verbunden. Der Metaconus ist rückwärts mit dem Schlußcingulum verschmolzen. Die Synklinalen II und IV sind labial geschlossen. Der Längsgrat, der vorne in den Protoconus-Hinterarm einmündet, verläuft fast parallel zu den Seitenrändern des Zahnes. Der Protoconus ist länglich ausgezogen. Die linguale Synklinale ist stark nach vorne gebogen. Die noch wenig usierten Quergrate zeigen an mehreren Stellen leichte Einschnürungen.

Der Puttenhausener M^1 ist kleiner als alle bisher bekannten M^1 dieser Art; morphologisch ähnelt er sehr dem von SCHÖTZ (1980, Abb. 1, Fig. 1) abgebildeten Zahn aus Maßendorf. Auch an jenem Zahn ist die Vorderknospe labial mit dem vorderen Quersporn verschmolzen, sein Metaconus steht rückwärts mit dem Schlußcingulum in Verbindung und das Nachjoch biegt lingual stark nach hinten um und mündet in das Schlußcingulum ein.

Anomalomys ist eine seltene Gattung im Miozän Europas, von der drei Arten beschrieben wurden. Die drei Arten unterscheiden sich im wesentlichen durch die Größe und Höhe der Zahnkrone voneinander, beschränken sich auf verschiedene miozäne Zeiträume und zeigen eine kontinuierliche Entwicklung – zunehmende Größe, Hypsodontie und morphologische Vereinfachung – in der Reihe: *A. minor – gaudryi – gaillardi* (vgl. FEJFAR 1972: 183). *A. minor* ist durch kleine und niederkronige Molaren charakterisiert und beschränkt sich stratigraphisch auf Ottnang und Karpat (= Säugetier-Einheit MN 4 und MN 5). *A. gaudryi* ist größer und mesodont und tritt erst im Baden (= MN 6) auf. Die größte und hochkronige Art *A. gaillardi* erscheint erst im Unterpannon (= MN 9).

Aufgrund der geringen Größe und deutlich brachyodonten Zahnkrone sowie nach der Morphologie gehört der Puttenhausener M^1 zweifellos zu *Anomalomys minor*.

Außer dem hier beschriebenen Zahn war *A. minor* früher bereits aus den folgenden Fundstellen bekannt: Franzensbad, Langenmoosen und Undorf (FEJFAR 1972); Niederaichbach und Maßendorf (SCHÖTZ 1980); Vieux-Collonges (CICHA, FAHLBUSCH & FEJFAR 1972, Tab. 2). Die ältesten Faunen, in denen *A. gaudryi* auftritt, sind die von Neudorf (FEJFAR 1972) und Sansan (?) (CICHA et al. 1972), die in MN 6 gestellt werden.

Die Faunen von Franzensbad und Langenmoosen gehören altersmäßig sicher MN 5 an. Andererseits ist *A. minor* bisher aus keiner Fauna bekanntgeworden, deren Einstufung in MN 6 gesichert ist. Für die Fundstellen Undorf, Maßendorf und Niederaichbach konnte daher (SCHÖTZ 1980) aus dem Vorkommen von *A. minor* einerseits und dem Fehlen von für MN 6 charakteristischen Arten andererseits eine Zuordnung zu MN 5 vorgenommen werden. Aus den gleichen Gründen wird auch die Fauna von Puttenhausen in MN 5 eingestuft.







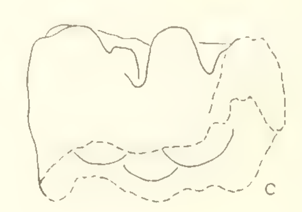


Abb. 16: *Anomalomys minor* FEJFAR aus Puttenhausen. li. M^1. ×25 a. von occlusal; b. von lingual; c. von labial.

3. ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit werden die Cricetiden (5 Gattungen mit 8 Arten) aus der Puttenhausener Fauna untersucht. Innerhalb der Gesamtzahl der Einzelzähne (ca. 2500) machen die 1125 Molaren von Cricetiden ca. 45% aus. Darunter sind *Eumyarion bifidus, Democricetodon gracilis* und *Democricetodon mutilus* am häufigsten:

Democricetodon gracilis	318 Einzelzähne	ca. 28%
D. mutilus	229 Einzelzähne	ca. 20%
Megacricetodon germanicus	108 Einzelzähne	ca. 10%
M. sp.	6 Einzelzähne	
Eumyarion bifidus	341 Einzelzähne	ca. 30%
E. cf. *weinfurteri*	121 Einzelzähne	ca. 11%
Neocometes sp.	1 Einzelzahn	
Anomalomys minor	1 Einzelzahn	

Das Studium der Cricetiden lieferte folgende Ergebnisse:

1. In Puttenhausen liegen zwei gut trennbare Arten von *Eumyarion* vor: *E. bifidus* und *E.* cf. *weinfurteri*. Die zwei Arten repräsentieren zwei Entwicklungsreihen dieser Gattung: *bifidus*-Reihe und *medius*-Reihe, die sich durch die Morphologie der Molaren, vor allem der Oberkieferzähne und M_1, voneinander unterscheiden.

Die Variabilität von *Eumyarion* ist morphologisch und größenmäßig so groß, daß die extremen Typen einer Art denen anderer Arten ähnlich sind. Manche M_2 und M_3 kann man nur schwer einer bestimmten Art zuordnen.

Die M_1 von *E. bifidus* aus Puttenhausen sind morphologisch etwas primitiver als die aus Sandelzhausen. *E.* cf. *weinfurteri* ist der Vorfahre von *E. medius* und nimmt ein Entwicklungsstadium zwischen *E. weinfurteri* (sensu Fejfar) und *E. medius* ein.

2. *Democricetodon* ist in Puttenhausen durch zwei Arten belegt: *D. gracilis* und *D. mutilus*. Sie stimmen morphologisch und metrisch sehr gut mit den früher bekannten Belegen aus der OSM Bayerns und Franzensbad überein. *D. gracilis* aus Puttenhausen liefert Hinweise für die Vermutung, daß der Langenmoosener *D. gracilis* der Vorfahre des *D. vindobonensis* von Neudorf ist. Der Puttenhausener *D. gracilis* repräsentiert ein Entwicklungsstadium zwischen *D. gracilis* aus Langenmoosen und *D. vindobonensis* aus Neudorf.

3. Die von Aguilar aufgestellte Art *Megacricetodon germanicus* (Aguilar 1980) ist in Puttenhausen gut belegt. Somit tritt diese Art erstmals an der Wende MN 5/6 auf und besitzt eine wesentlich weitere stratigraphische Verbreitung als bisher angenommen wurde. Das Auftreten des *M. germanicus* in Puttenhausen läßt die bisherige Vorstellung über die Entwicklungsgeschwindigkeit dieser Artenreihe verändern: Die Größenzunahme von *M. bavaricus* zu *M. germanicus* (in der OSM Bayerns bisher als *M.* aff. *bavaricus* bezeichnet und an mehreren Fundorten mit zunehmender Größe belegt) erfolgte nicht kontinuierlich von MN 5–8, sondern bereits im höheren Teil der MN 5. Aus dem Auftreten dieser Art in der Puttenhausener Fauna geht hervor, daß sie jünger als die Fauna von Langenmoosen ist.

4. Der einzige M^1 von *Anomalomys* gehört seiner Größe und Kronenhöhe nach zweifellos der Art *Anomalomys minor* an, die bisher nur von altersmäßig in MN 5 eingestuften Fundstellen bekannt ist.

5. Die artliche Zugehörigkeit des einzigen M^3 von *Neometes* ist nach der Morphologie und den Maßen nicht sicher. Wegen des Vorkommens von *Anomalomys minor* ist seine Zugehörigkeit zu *Neocometes similis* wahrscheinlich.

Für die stratigraphische Einstufung der Puttenhausener Fauna ergibt sich aus der Untersuchung der Cricetiden folgendes: Sie ist einerseits jünger als die Fauna von Langenmoosen, andererseits älter als diejenigen von Sandelzhausen und Neudorf. Sie ist damit an die Wende MN 5/6 oder wahrscheinlich in MN 5 zu stellen. Dieser Alterseinstufung entsprechen auch die übrigen Elemente der Fauna.

4. SCHRIFTENVERZEICHNIS

AGUILAR, J.-P. (1980): Nouvelle interpretation de l'evolution du genre *Megacricetodon* au cours du Miocène. – Palaeovertebrate, Mem. Jubil. R. Lavocat, 335–364, 1 Tab.; Montpellier.

— — AUGUSTI, J. & GIBERT, J. (1979): Rongeurs Miocènes dans le Valles-Penedes, 2. Les Rongeurs de Castell de Barbera. – Palaeovertebrate, 9 (1): 17–30, 3 Taf.; Montpellier.

— — & CLAUZON G. (1979): Un gisement à mammifères dans le formation lacustre d'âge Miocène moyen du Collet Redon près de St-Cannat (Bouches-du-Rhone). Implications stratigraphique. – Palaeovertebrate, 8 (5): 327–341, 2 Abb., 1 Taf.; Montpellier.

BAUDELOT, S. (1972): Etude des Chroptères, Insectivores et Rongeurs du Miocène de Sansan (Gers). – Thèse, Univ. Toulouse, **496:** 1–364, 90 Abb., 16 Taf., 32 Tab.; Toulouse.

BRUJIN, H. DE & VAN DER MEULEN, A. J. (1979): A review of the Neogene Rodent succession in Greece. – Ann. Géol. Pays Hellén., Tome hors série, 1979 (1): 207–217; Athen.

— — & MOLTZER, J. G. (1974): The Rodents from Rubielos de Mora; the first evidence of the existence of different biotopes in the early Miocone of Eastern Spain. – Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wet., B, 77 (2): 129–145, 3 Abb., 3 Taf.; Amsterdam.

BULOT, C. (1972): Les Cricétidés (Rodentia) de Bézian (Gers). – Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, **108** (3–4): 349–356, 3 Abb.; Toulouse.

— — (1978): Un nouvel *Eumyarion* (Rodentia, Mammalia) du Miocène de Bézian près de la Romieu (Gers). – Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, **114** (3–4): 373–381, 13 Abb.; Toulouse.

CICHA, I., FAHLBUSCH, V. & FEJFAR, O. (1972): Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **140** (2): 129–145, 2 Tab.; Stuttgart.

DAAMS, R. & FREUDENTHAL, M. (1974): Early Miocene Cricetidae (Rodentia, Mammalia) from Bunol (Prov. Valencia, Spain). – Scripta Geol. **24:** 1–19, 7 Abb., 2 Taf.; Leiden.

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Baselland, **28:** 35–363, 134 Abb., 6 Tab., 38 Diagr., 6 Taf.; Liestal.

— — (1979): Relationships of some insectivores and rodents from the Miocone of North America and Europe. – Bull. Carnegie Mus. Nat. Hist. **14:** 5–45, 20 Taf.; Pittsburgh.

— — MATTER, A. & WEIDMANN, M. (1981): Stratigraphie und Säugetierfaunen des mittleren Miozäns von Vermes (Kt. Jura). – Eclogae geol. Helv., **74:** 893–952, 29 Abb., 1 Tab.; Basel.

FAHLBUSCH, V. (1964): Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **118:** 1–136, 67 Abb., 7 Taf.; München.

— — (1966): Cricetidae (Rodentia, Mamm.) aus der mittelmiozänen Spaltenfüllung Erkertshofen bei Eichstätt. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6:** 109–131, 6 Abb., 1 Taf.; München.

— — (1976): Report on the International Symposium on mammalian Stratigraphy of the European Tertiary. – Newsl. Stratigr., 5 (2/3): 160–167, 1 Tab.; Berlin/Stuttgart.

— — & WU WENYU (1981): Puttenhausen: Eine neue Kleinsäuger-Fauna aus der oberen Süßwasser-Molasse Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21:** 115–119; München.

FEJFAR, O. (1972): Ein neuer Vertreter der Gattung *Anomalomys* GAILLARD, 1900 (Rodentia, Mammalia) aus dem europäischen Miozän (Karpat). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141** (2): 168–193, 6 Abb.; Stuttgart.

— — (1974): Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. – Palaeontographica, Abt. A, **146:** 100–180, 35 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

FREUDENTHAL, M. (1963): Entwicklungsstufen der miozänen Cricetodontinae (Mammalia, Rodentia) Mittelspaniens und ihre stratigraphische Bedeutung. – 1–107, 38 Abb., 1 Taf.; Wageningen.

— — & FAHLBUSCH, V. (1969): *Cricetodon minor* LARTET, 1851 (Mammalia, Rodentia): Request for a decision on interpretation. Z. N. (S.) 1854. – Bull. Zool. Nomencl., **25** (4/5): 178–183; London.

HARTENBERGER, J.-L. (1965): Les Cricetidae (Rodentia) de Can Llobateres (Néogène d'Espagne). – Bull. Soc. géol. France, 7 (7): 487–498, 1 Abb.; Paris.

KOWALSKI, K. (1967): Rodents from the Miocene of Opole. – Acta Zool. Cracoviensia, 7 (1): 1–18, 7 Taf.; Krakow.

MAYR, E. (1963): Animal species and evolution. – Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 1–797.

MAYR, H. (1979): Gebißmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. – Diss. Univ. München (Fotodruck): 380 S., 18 Taf.; München.

MEIN, P. (1958): Les mammifères de la faune sidérolitique de Vieux-Collonges. – Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, **5:** 1–122, 172 Abb.; Lyon.

— — & FREUDENTHAL, M. (1971): Une nouvelle classification des Cricetidae (Mammalia, Rodentia) du Teriaire de l'Europe. – Scripta Geol., **2:** 1–37, 2 Taf.; Leiden.

— — & FREUDENTHAL, M. (1971): Les Cricetidae (Mammalia, Rodentia) de Néogène Moyen de Vieux-Collonges. Partie 1: Le Genre *Cricetodon* LARTET, 1851. – Scripta Geol. **5:** 1–38, 13 Abb., 6 Taf.; Leiden.

SCHAUB, S. (1925): Die Hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten. – Abh. schweiz. paläont. Ges. **45** (3): 1–110, 15 Abb., 5 Taf.; Basel.

— — & ZAPFE, H. (1953): Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (CSSR). Simplicidentata. – Sitz-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, **162** (3): 181–215, 5 Abb., 3 Taf.; Wien.

SCHÖTZ, M. (1980): *Anomalomys minor* FEJFAR, 1972 (Rodentia, Mammalia) aus zwei jungtertiären Fundstellen Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Geol., **20:** 119–132, 6 Abb.; München.

— — (1981): Erste Funde von *Neocometes* (Rodentia, Mammalia) aus der Molasse Bayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21:** 97–114, 8 Abb., 1 Tab.; München.

TOBIEN, H. (1977): Ein Gewöllrest mit *Megacricetodon* (Rodentia, Mammalia) aus dem Obermiozän von Öhningen (Baden-Württemberg). – Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **67:** 359–369, 1 Abb., 1 Tab.; Freiburg.

WOOD, A. E. & WILSON R. W. (1936): A suggested Nomenclature for the Cusps of the Cheek Teeth of Rodents. – Journ. Paleont. **10** (5): 388–391, 2 Abb.; Menasha.

TAFELN

Wu Wenyu 1–3

Tafel 1

Alle Figuren ×25

Fig.1–6: *Eumyarion bifidus* (FAHLBUSCH, 1964)

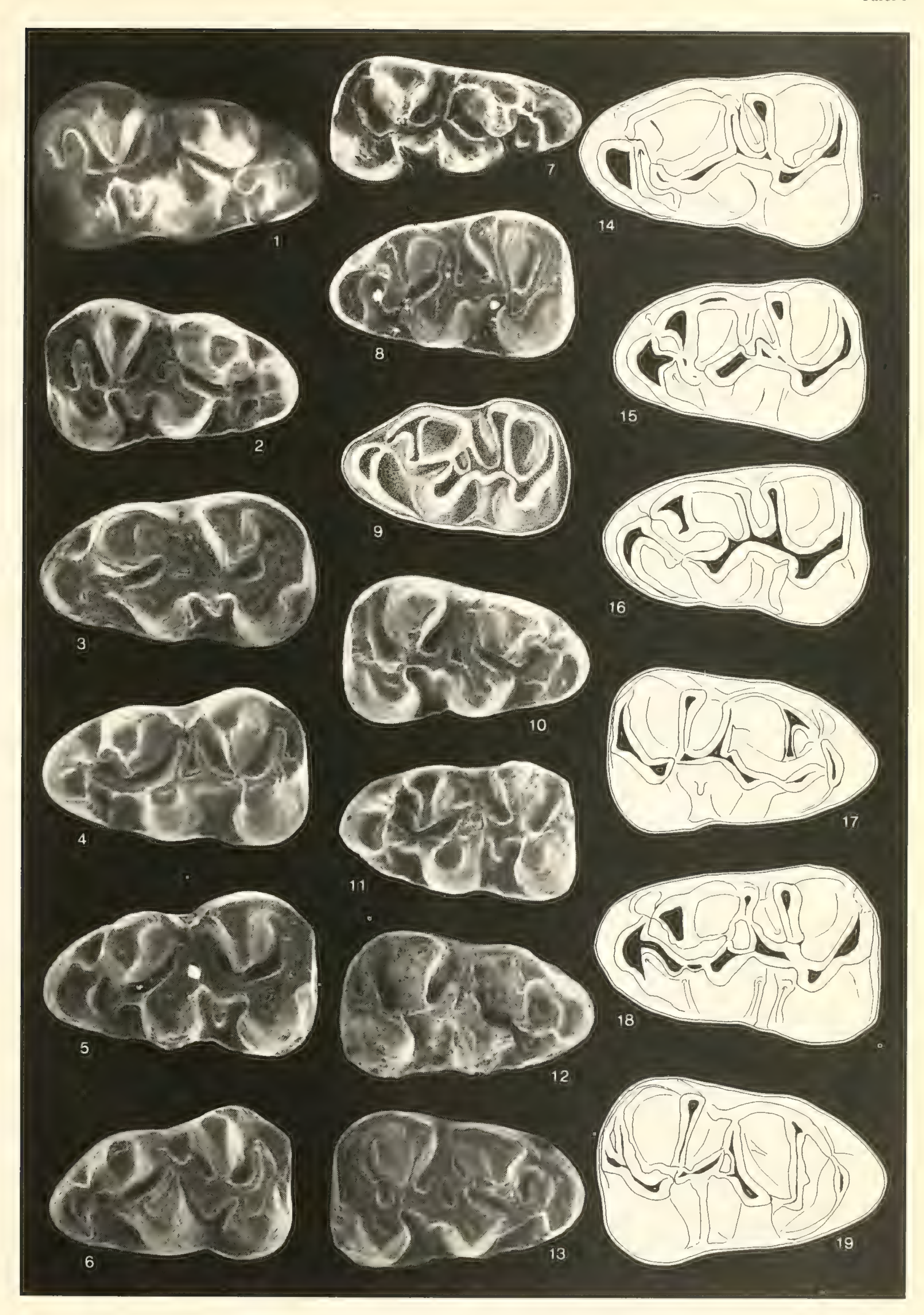
Fig. 1: re. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 552
Fig. 3: re. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 555
Fig. 3: li. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 526
Fig. 4: li. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 529
Fig. 5: li. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 520
Fig. 6: li. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 544

Fig. 7–13: *Eumyarion* cf. *weinfurteri* (SCHAUB & ZAPFE, 1953)

Fig. 7: re. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 870
Fig. 8: li. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 859
Fig. 9: li M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 864
Fig. 10: re. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 871
Fig. 11: li M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 868
Fig. 12: re. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 858
Fig. 13: re. M_1, Puttenhausen. 1979 XVI 861

Fig. 14–19: *Eumyarion medius* (LARTET, 1851)
Material im Naturhistorischen Museum Basel

Fig. 14: li M_1, Sansan. San. 8421
Fig. 15: li M_1, Sansan. San. 8422
Fig. 16: li M_1, Sansan. San. 8423
Fig. 17: re. M_1, Sansan. San. 8424
Fig. 18: li. M_1, Sansan. San. 8425
Fig. 19: re. M_1, Sansan. San. 8426



WU WENYU: Cricetiden von Puttenhausen

Tafel 2

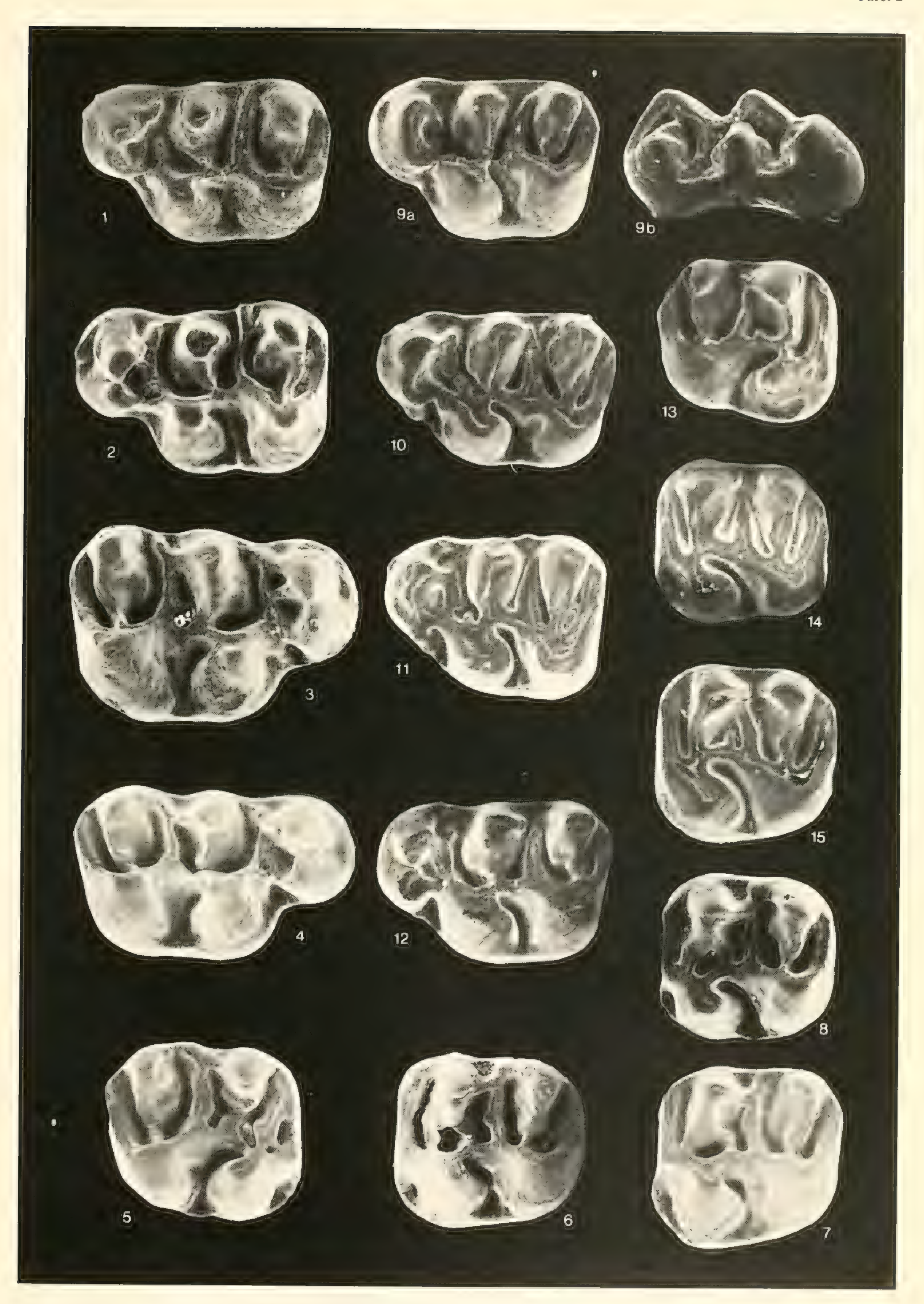
Alle Figuren ×25

Fig. 1–8: *Eumyarion bifidus* (FAHLBUSCH, 1964)

Fig. 1: li. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 749
Fig. 2: li. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 734
Fig. 3: re. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 730
Fig. 4: re. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 733
Fig. 5: re. M^2, Puttenhausen. 1979 XVI 818
Fig. 6: li. M^2, Puttenhausen. 1979 XVI 817
Fig. 7: li. M^2, Puttenhausen. 1979 XVI 797
Fig. 8: li. M^2, Puttenhausen. 1979 XVI 767

Fig. 9–15: *Eumyarion* cf. *weinfurteri* (SCHAUB & ZAPFE, 1953)

Fig. 9a: li. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 905
Fig. 9b: li. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 905, labiale Seitensicht.
Fig. 10: li. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 909
Fig. 11: li. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 902
Fig. 12: li. M^1, Puttenhausen. 1979 XVI 914
Fig. 13: re. M^2, Puttenhausen. 1979 XVI 927
Fig. 14: li. M^2, Puttenhausen. 1979 XVI 921
Fig. 15: li. M^2, Puttenhausen. 1979 XVI 930



WU WENYU: Cricetiden von Puttenhausen

Tafel 3

Alle Figuren ×25

Fig. 1–3 *Eumyarion bifidus* (FAHLBUSCH, 1964)

Fig. 1: re. M_2, Puttenhausen. 1979 XVI 569
Fig. 2: li. M_2, Puttenhausen. 1979 XVI 613
Fig. 3: li. M_2, Puttenhausen. 1979 XVI 577

Fig. 4–9: *Eumyarion* cf. *weinfurteri* (SCHAUB & ZAPFE, 1953)

Fig. 4: re. M_2, Puttenhausen. 1979 XVI 888
Fig. 5: li. M_2, Puttenhausen. 1979 XVI 882
Fig. 6: li M_2, Puttenhausen. 1979 XVI 614
Fig. 7: li. M_2, Puttenhausen. 1979 XVI 892
Fig. 8: li. M_3, Puttenhausen. 1979 XVI 678
Fig. 9: li. M_3, Puttenhausen. 1979 XVI 688

Fig. 10–11: *Eumyarion bifidus* (FAHLBUSCH, 1964)

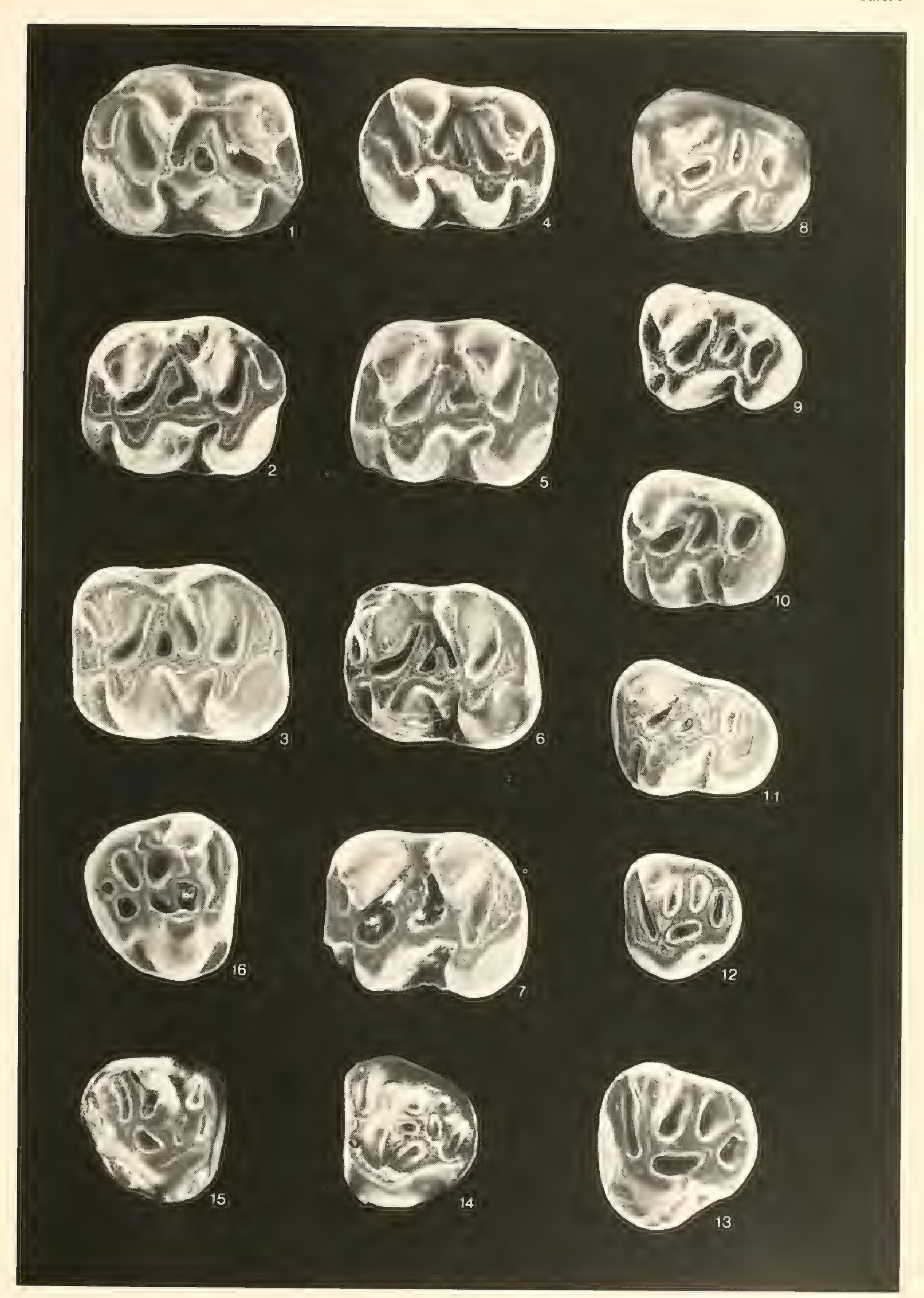
Fig. 10: li. M_3, Puttenhausen. 1979 XVI 661
Fig. 11: li. M_3, Puttenhausen. 1979 XVI 650

Fig. 12–13: *Eumyarion* cf. *weinfurteri* (SCHAUB & ZAPFE, 1953)

Fig. 12: li M^3, Puttenhausen. 1979 XVI 945
Fig. 13: li M^3, Puttenhausen. 1979 XVI 939

Fig. 14–16: *Eumyarion bifidus* (FAHLBUSCH, 1964)

Fig. 14: li M^3, Puttenhausen. 1979 XVI 847
Fig. 15: re. M^3, Puttenhausen. 1979 XVI 845
Fig. 16: re. M^3, Puttenhausen. 1979 XVI 831



WU WENYU: Cricetiden von Puttenhausen










SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01429 0456